I MINERALI

Digitized by Google

Digitized by Google

Istit. Min. e Petrogr.
R. Univ. Roma
Scaff. Mi
piano C
n. 85

PROF. E. ARTINI
Direttore del Museo civico di storia naturale

n. mm.
1120

I MINERALI

Terza edizione riveduta e ampliata

CON 251 INCISIONI E 48 TAVOLE FOTOTIPICHE

ULRICO HOEPLI
EDITORE-LIBRAIO DELLA REAL CASA
MILANO
1925

Digitized by Google

PROPRIETÀ LETTERARIA

Milano – Tipografia Cav. Umberto Allegretti — Via Orti, 2.
(Printed in Italy).

Digitized by Google

INDICE SISTEMATICO

	Pag.
INDICE DELLE TAVOLE	XI
PREFAZIONE ALLA PRIMA EDIZIONE	XV
PREFAZIONE ALLA SECONDA EDIZIONE	XIX
PREFAZIONE ALLA TERZA EDIZIONE	XXIII

INTRODUZIONE.

Minerale e roccia 3

PARTE I.

MINERALOGIA GENERALE

CAPITOLO I. — **Proprietà morfologiche dei minerali.** 5

§ 1. - *Cristalli. Omogeneità e anisotropia* ivi

§ 2. - *Aggregati cristallini. Sostanze vetrose e colloidi* 12

§ 3. - *Costanza degli angoli diedri. Modelli* 13

§ 4. - *Misura degli angoli diedri. Goniometri* 15

§ 5. - *Proiezione stereografica* 19

§ 6. - *Legge di razionalità degli indici. Simboli delle facce* 25

§ 7. - *Legge delle zone. Simbolo di uno spigolo* .. 35

Digitized by Google

Pag.

§ 8. - *Calcolo delle costanti* 39
§ 9. - *Simmetria. Forme semplici e combinazioni. Piani, assi e centro di simmetria* 45
§ 10. - *Grado di simmetria. Simbolo della forma semplice* 52
§ 11. - *Simmetria e singonia. Caratteri delle facce. Corrosione. Piroelettricità polare* 56
§ 12. - *Classi e sistemi di simmetria* 64
§ 13. - *Esposizione sommaria delle forme semplici possibili nelle diverse classi. Esempi* 69

I. Sistema monometrico ivi
II. » esagonale 82
III. » trigonale 90
IV. » tetragonale 103
V. » rombico 112
VI. » monoclino 118
VII. » triclino 121

§ 14. - *Aggruppamenti paralleli. Geminati. Concrescimenti regolari di minerali diversi* 123
§ 15. - *Cenni sul concetto di meroedria. Pseudosimmetria. Mimesia* 131
§ 16. - *Struttura dei cristalli* 135
§ 17. - *Imperfezioni nell'accrescimento dei cristalli. Inclusioni estranee* 159
§ 18. - *Modo di presentarsi dei cristalli in natura. Aggregati cristallini* 164
§ 19. - *Sostanze vetrose. Sostanze colloidi* 169

CAPITOLO II. — **Proprietà fisiche dei minerali** 179
§ 1. - *Proprietà scalari. Peso specifico* ivi
§ 2. - *Generalità sulle proprietà vettoriali. Superfici vettoriali e loro grado di simmetria* 183

Pag.

§ 3. - *Proprietà termiche* 185
§ 4. - *Proprietà magnetiche ed elettriche* 189
§ 5. - *Proprietà ottiche* 192
a) Generalità. Indice di rifrazione ivi
b) Anisotropia dell'etere nei mezzi cristallini. Birifrazione. Polarizzazione 200
c) Superfice vettoriale di Fresnel. Cristalli birifrangenti, biassici e uniassici. Cristalli monorifrangenti 204
d) Prisma di Nicol. Polariscopi e microscopi di polarizzazione. Osservazioni a luce polarizzata parallela 212
e) Osservazioni a luce polarizzata convergente. Dispersione degli assi ottici e delle bisettrici 219
f) Colori e lucentezza dei minerali. Pleocroismo 226
g) Polarizzazione rotatoria 229

§ 6. - *Deformazioni elastiche. Coesione; sfaldatura. Durezza. Plasticità. Scorrimenti* 232

CAPITOLO III. — **Proprietà chimiche dei minerali** .. 238
§ 1. - *Polimorfismo. Isomorfismo. Simmorfismo. Isodimorfismo* ivi
§ 2. - *Composizione chimica dei minerali* 254
§ 3. - *Saggi chimici per il riconoscimento dei minerali* 257
§ 4. - *Modi di formazione e alterazioni dei minerali* 261

CAPITOLO IV. — **Giacitura dei minerali** 272
§ 1. - *Giaciture generali; rocce* ivi
§ 2. - *Giaciture speciali* 275

Digitized by Google

Parte II.

MINERALOGIA DESCRITTIVA

	Pag.
Classificazione	295
Classe I. — **Elementi nativi**	297
1. - Metalloidi	ivi
2. - Metalli fragili	307
3. - Metalli propriamente detti	309
Classe II. — **Solfuri, arseniuri, ecc.**	319
1. - Solfuri dei metalli fragili	ivi
2. - Solfuri ecc. dei metalli	323
Classe III. — **Solfosali**	342
Classe IV. — **Aloidi**	353
1. - Aloidi anidri	ivi
2. - Aloidi basici e idrati	360
Classe V. — **Ossidi**	363
1. - Ossidi del silicio	ivi
2. - Ossidi dei metalli fragili	374
3. - Ossidi dei metalli	375
a) *Ossidi anidri*	ivi
b) *Idrossidi*	387
Classe VI. — **Sali ossigenati**	395
1. - Carbonati	ivi
a) *Carbonati anidri*	ivi
b) *Carbonati basici e idrati*	411

Digitized by Google

Pag.

2. - SILICATI, TITANATI 415
a) *Silicati* ivi
b) *Silicotitanati e titanati* 507

3. - NIOBATI, TANTALATI 511

4. - FOSFATI, ARSENIATI, VANADATI, ANTIMONIATI. — NITRATI 515
a) *Fosfati, arseniati ecc. anidri* ivi
b) *Fosfati, arseniati ecc., basici e idrati* 522
c) *Nitrati* 529

5. - ALLUMINATI, FERRITI. — MANGANITI. — BORATI. — URANATI 531
a) *Alluminati, ferriti* ivi
b) *Manganiti* 536
c) *Borati* 537
d) *Uranati* 539

6. - SOLFATI, CROMATI 542
a) *Solfati e cromati anidri* ivi
b) *Solfati basici e idrati* 549

7. - TUNGSTATI, MOLIBDATI 558

CLASSE VII. — **Sali di acidi organici** 563

CLASSE VIII. — **Idrocarburi** 564

APPENDICE. — **Carboni fossili** 572

INDICE ALFABETICO 577

Digitized by Google

Digitized by Google

INDICE DELLE TAVOLE

TAV. I ..... — Solfo cristallizzato (Formignano - Romagna).
TAV. II..... — Fig. 1. - Pepite d'oro (Urali).
Fig. 2. - Pepite di platino (Siberia).
TAV. III ..... — Fig. 1. - Argento nativo filamentoso (Kongsberg Norvegia).
Fig. 2 - Rame nativo dendritico (Atacama-Chile).
TAV. IV..... — Aerolite completa con crosta (Pultusk - Polonia).
TAV. V ..... — Antimonite, in cristalli bacillari (Is. Shikoku Giappone).
TAV. VI..... — Galena, in cristalli cubottaedrici (Brockenridge - Colorado).
TAV. VII..... — Pirite, in cristalli pentagonododecaedrici (Isola d'Elba).
TAV. VIII..... — Marcasite, nodulo raggiato, spaccato per metà (Sissonne, Aisne - Francia).
TAV. IX..... — Tetraedrite argentifera (Pulacayo - Bolivia).
TAV. X ..... — Fluorite, cristalli cubici, parzialmente coperti da cristallini di quarzo (Weardale, Durham - Inghilterra).
TAV. XI ..... — Fluorite, cristalli cubici coperti da quarzo incrostante (Weardale, Durham - Inghilterra).
TAV. XII ..... — Quarzo, gruppo di cristalli prismatici (Delfinato).
TAV. XIII..... — Quarzo, cristallo geminato secondo {521} (Brusson - Val d'Aosta).
TAV. XIV .... — Quarzo, cristallo jalino, con tubi vuoti lasciati da inclusioni (di anidrite?) (S. Gottardo).
TAV. XV ..... — Quarzo, geode spaccata per metà (Keokuk Iowa U S A.

Digitized by Google

TAV. XVI .... — Quarzo, cristallo a cappuccio (Beeralstone, Devonshire - Inghilterra).
TAV. XVII .... — Calcedonio, concrezionato stalattitico (Islanda).
TAV. XVIII ... — Calcedonio enidro; due noduli in posto nella roccia eruttiva (Cerro de Itapebi - Uruguay).
TAV. XIX..... — Fig. 1. - Calcedonio agata; nodulo segato e levigato (Oberstein).
Fig. 2. - Calcedonio onice levigato; es. tinto artificialmente (Uruguay).
TAV. XX..... — Ematite cristallizzata (Isola d'Elba).
TAV. XXI..... — Ematite rossa concrezionata mammellonare (Lauterberg - Harz.).
TAV. XXII.... — Cassiterite, cristalli geminati a becco di stagno (Schlaggenwald - Erzgebirge).
TAV. XXIII .. — Manganite, cristalli prismatici striati (Ilefeld - Harz).
TAV. XXIV ... — Dendriti di ossido idrato di manganese, su porfido quarzifero (Is. d'Elba).
TAV. XXV .... — Calcite, in cristalli scalenoedrici (Derbyshire - Inghilterra).
TAV. XXVI ... — Calcite, in cristalli romboedrici (Porretta - Appennino Bolognese).
TAV. XXVII .. — Calcite, con inclusioni di sabbia quarzosa; gruppo di cristalli romboedrici (Fontainebleau).
TAV. XXVIII . — Calcite spatica, con incrinature di sfaldatura.
TAV. XXIX ... — Calcite concrezionata (alabastro onice); es. levigato (Selvino - Val Seriana).
TAV. XXX ... — Aragonite; grosso cristallo trigemino, pseudoesagonale (Girgenti).
TAV. XXXI .. — Calcite pseudomorfa di aragonite (Girgenti).
TAV. XXXII .. — Aragonite coralloide *flos ferri* (Carinzia).
TAV. XXXIII . — Aragonite pisolitica (Carlsbad - Boemia).
TAV. XXXIV.. — Dolomite, cristalli multipli, curvi, con muscovite, su quarzo jalino (Traforo del Sempione).
TAV. XXXV .. — Cerussite, in cristalli bacillari fascicolati, su limonite concrezionata (Montevecchio - Sardegna).
TAV. XXXVI.. — Ortoclasio, cristalli geminati di Manebach (Feriolo - pr. Baveno).
TAV. XXXVII. — Ortoclasio, cristalli geminati di Baveno (Baveno).
TAV. XXXVIII — Augite, cristallo nel peperino (tufo vulcanico) (Ariccia - Lazio).

Digitized by Google

TAV. XXXIX . — Actinolite, cristalli prismatici bacillari, nel talco (Alto Adige).
TAV. XL, ... — Granato almandino; cristallo rombododecaedrico nello scisto cloritico (Salida - Colorado).
TAV. XL,I .... — Heulandite, piccola geode, nel basalto amigdaloide (Islanda).
TAV. XL,II .... — Natrolite bacillare raggiata (Val di Fassa).
TAV. XL,III ... — Muscovite, lamina di sfaldatura con inclusioni (di ilmenite?) regolarmente disposte (Brasile).
TAV. XL,IV.... — Serpentino filamentoso, var. amianto (Val Malenco).
TAV. XL,V .... — Roccia fosfatica fossilifera (*Hard-rock*) (Florida).
TAV. XL,VI.... — Wavellite, in gruppetti cristallini fibroso-raggiat (Barnstaple, Devonshire - Inghilterra).
TAV. XL,VII ... — Baritina, grosso cristallo con incrinature di sfaldatura (Inghilterra).
TAV. XL,VIII .. — Gesso, cristallo geminato a ferro di lancia (Scandiano - Reggio Emilia).

Digitized by Google

Digitized by Google

PREFAZIONE

ALLA PRIMA EDIZIONE

Ho accettato volentieri l'incarico affidatomi dal Comm. U. Hoepli, di dettare questo manualetto, perchè ho la convinzione che esso risponda ad un bisogno da molti sentito. Varie volte infatti da parte di raccoglitori, dilettanti, studenti, e anche di professori di scuole secondarie, ho sentito lamentare la mancanza di un'operetta mineralogica originale italiana, bene illustrata, e alquanto più completa e diffusa di quel che non siano ordinariamente i testi scolastici, ma pure ordinata e disposta secondo il quadro generale che nei programmi è tracciato. Un tale libro non può limitarsi alla descrizione di poche specie importantissime, ma deve pur accennare, con esattezza e concisione, a quei minerali che il collezionista può facilmente incontrare o aver sotto mano, o dei quali il naturalista, che pur non si dedichi particolarmente agli studi mineralogici, può desiderar di conoscere i caratteri e la composizione. La scelta, nel gran numero, non era facile, nè io oso certo spe-

Digitized by Google

rare di aver fatto cosa perfetta; oltre alle specie più comuni ed abbondanti, a quelle più vistose e ricercate dei collezionisti, ed a quelle più importanti tecnicamente, ne ricordai talune, anche rare, o rarissime, quando mi sembrò che presentassero qualche particolarità degna di nota; diedi poi sempre una decisa preferenza ai minerali che si trovano in Italia, specialmente nei nostri più classici giacimenti.

Poi che non si poteva presumere in tutti i lettori una conoscenza abbastanza profonda della cristallografia e della mineralogia generale, e poco pratico sarebbe stato rimandarli per questo ad altri libri, mi parve necessario premettere alla parte speciale, o descrittiva, una parte generale. Questa non vuole essere affatto un manuale di cristallografia; essa deve servire sopra tutto di introduzione esplicativa alla seconda parte, la quale vorrebbe essere l'essenziale; perciò mi astenni dall'entrare nella discussione di teorie non universalmente accettate, o nella trattazione di argomenti difficili, o nello sviluppo di dimostrazioni non necessarie. Uno studente di scuola secondaria, di media cultura, può senza fatica seguire il testo in tutte le sue parti; ciò non esclude che anche gli studenti delle scuole superiori, là dove alla cristallografia geometrica e fisica non si voglia dare uno sviluppo troppo ampio, possano forse trarne profitto, come di un breve e facile riassunto.

Qualora il libro incontri favorevole accoglienza, e arrivi alla diffusione che meritano la cura e la buona volontà postevi dal solerte Editore, sarò ben lieto di accogliere, per una nuova edizione, tutte

Digitized by Google

quelle proposte di correzioni, aggiunte e modificazioni che si compiacessero farmi i colleghi, i collezionisti, e tutti in genere coloro i quali avranno occasione di adoperare il manualetto, e per tal modo meglio di qualunque altro potranno venire in condizione di conoscerne i difetti.

Milano, febbraio 1914.

ETTORE ARTINI.

Digitized by Google

Digitized by Google

PREFAZIONE

ALLA SECONDA EDIZIONE

Questa seconda edizione del mio manuale, la quale col suo comparire dimostra come il libro rispondesse ad una reale necessità, conserva della prima tutto l'indirizzo e l'ossatura, nonostante gli ampliamenti di alcune parti, e i nuovi paragrafi introdotti, per renderla meglio adatta ai giovani naturalisti.

Le aggiunte principali nella parte generale sono quelle che riguardano: la projezione stereografica; la legge delle zone e il simbolo di uno spigolo; il calcolo delle costanti di un cristallo; le sostanze vetrose e le sostanze colloidi; i metodi per determinare gli indici di rifrazione; la dispersione degli assi ottici e delle bisettrici. Interamente rifatto fu il capitolo che si riferisce alla giacitura dei minerali.

Nella parte descrittiva si aggiunsero moltissime specie, particolarmente tra quelle ritrovate in Italia, anche se rare o rarissime; fu sottoposta a minuta revisione la indicazione delle località, aumentandone notevolmente il numero; si tenne conto, per

Digitized by Google

ciò che è della composizione e delle proprietà dei minerali, dei progressi della scienza negli ultimi anni, sempre in quanto sia consigliabile in un manuale elementare, cioè limitandosi ai dati di fatto e alle conquiste più positive; l'ordinamento sistematico fu interamente rimaneggiato, in modo da renderlo più consono alle idee moderne, pur senza rinunciare allo schema del Dana, così semplice e pratico.

Quanto alle tavole, abbandonata per molte ragioni, tra le quali non ultima quella del costo esagerato, l'idea di rifarle in cromolitografia, proposi all'Editore di tentare una riproduzione in fotografia di esemplari caratteristici, atti a dare un'idea precisa delle forme e delle strutture. Viste le prime prove, il comm. Hoepli le trovò chiare ed istruttive; incoraggiato da tale parere autorevolissimo, provvidi io stesso, con lungo e paziente lavoro, ad eseguire una serie di fotografie degli esemplari più espressivi e più adatti, tra quelli posseduti dal nostro Museo. Queste prove, riprodotte con la solita maestria dalla Ditta Alfieri e Lacroix, pur mancando di quella attrattiva che specialmente sul principiante e sul profano possono esercitare i colori, costituiscono secondo me una illustrazione più efficace, più seria e di maggior valore scientifico di quello che non possano presentare le ordinarie cromolitografie, sempre più o meno grossolanamente idealizzate o schematizzate, nel disegno e nella tinta.

L'edizione fu curata con tanto amore e tanta liberalità, da non risentirsi menomamente dei tempi difficili in cui viviamo; e io non so ringraziarne ab-

Digitized by Google

bastanza il comm. Hoepli, il quale anche in questa occasione volle dimostrarmi la sua stima e la sua simpatia.

Tra i Colleghi ed amici che mi aiutarono con informazioni e consigli, mi permetto di ricordare particolarmente i professori L. Brugnatelli, F. Millosevich, A. Pelloux ed E. Repossi, ai quali sono lieto di ripetere qui pubblicamente l'espressione della mia sincera riconoscenza.

A tutti coloro che avranno l'opportunità di consultare il mio volume ripeto anche una volta: aiutatemi ad emendarlo; amo e desidero assai più la critica che la lode.

Milano, giugno 1920.

ETTORE ARTINI.

Digitized by Google

Digitized by Google

PREFAZIONE

ALLA TERZA EDIZIONE

Questa nuova edizione de « *I minerali* » non differisce sostanzialmente dalle due precedenti. Credetti necessario solamente aggiungere un paragrafo sulla struttura dei cristalli, e sulle applicazioni dei raggi Röntgen a questi importantissimi studî: un argomento intorno al quale anche il più modesto dilettante dovrebbe oggi possedere alcune nozioni fondamentali. La parte cristallografica fu integrata con qualche formula di interesse pratico, per i calcoli più semplici che possono essere necessari allo studente, naturalista o chimico. La parte descrittiva venne arricchita della citazione di parecchie specie, scelte in particolare tra quelle osservate in Italia. Cercai finalmente di rendere meno incompleta e sommaria la descrizione dei minerali più noti e più importanti, con la indicazione dei valori delle costanti e di alcuni angoli fondamentali, e con la inserzione, nel testo, di parecchie nuove figure: le incisioni, che erano 164 nella II Ediz., salirono così, in questa, a 251.

Digitized by Google

Nella correzione delle prove e nella preparazione dell'indice alfabetico ebbi il diligente e valido aiuto della Sig.na Dott. Maria De Angelis, Professore aggiunto al Museo; mi sia permesso di esprimere qui alla gentile collaboratrice la mia sincera riconoscenza.

Milano, aprile 1925.

ETTORE ARTINI.

Digitized by Google

PARTE PRIMA

MINERALOGIA GENERALE.

Digitized by Google

Digitized by Google

INTRODUZIONE

Minerale e roccia.

Minerale, in senso lato, può dirsi ogni corpo inorganico il quale prenda parte naturalmente alla costituzione della *litosfera*, ossia della crosta solida del nostro Pianeta; dal novero dei minerali restano escluse dunque le sostanze artificiali, prodotte dalla industria umana. Alla formazione dei minerali possono invece spesso aver preso parte varî organismi, vegetali od animali; ad es., la calcite spatica che forma i radioli di un echino fossile non può essere logicamente tenuta per cosa essenzialmente diversa da quella formata per deposizione di acque calcarifere, nelle spaccature di una roccia qualsiasi. Naturalmente, il mineralogo si occuperà soltanto della formazione, della composizione chimica e delle proprietà di queste masse minerali *organogene*, senza considerare particolareggiatamente dal lato morfologico, sistematico e filogenetico gli avanzi fossili, spesso ben conservati, che le costituiscono, poi che di questi argomenti si occupa la scienza detta *paleontologia*.

Ma tra le masse minerali gioverà distinguere quelle chimicamente omogenee, a composizione ben definita, da quelle eterogenee, aggregati di parti a composizione e proprietà diverse: le prime si dicono *minerali*

Digitized by Google

in senso proprio, o ristretto; le altre prendono invece il nome di *rocce*. Così se prendiamo a considerare l'esemplare di pirite della Tav. VII, noi possiamo facilmente constatare che esso è costituito di una materia chimicamente omogenea, a composizione costante, e perfettamente definita dalla formula FeS_2; risultante cioè dalla combinazione di ferro e solfo, nella proporzione di un peso atomico del primo per due pesi atomici del secondo: 55.84 di Fe per 64.14 di S, ossia 46.54% Fe, e 53.46% S. Del pari l'esemplare di quarzo della Tav. XII è formato *in ogni sua parte* di una sostanza unica, con le medesime proprietà, e con la composizione costante rappresentabile dalla formula SiO_2: un peso atomico di silicio per due di ossigeno. Noi diremo pertanto che la pirite e il quarzo sono due *minerali*.

Esaminando invece un granito, un porfido, una beola, un'arenaria, di qualsiasi genere e località, facile è constatare come queste masse minerali siano eterogenee: risultino cioè dalla riunione od aggregazione di parti, ossia di minerali diversi, aventi differenti proprietà e differente composizione chimica. Benchè il miscuglio possa talora presentarsi con una certa relativa uniformità di tipo e di rapporti, la massa non ha composizione costante, e questa sua composizione non può esprimersi con una formula, perchè gli elementi non vi si trovano in rapporti semplici nè costanti. Tali masse eterogenee, risultanti da aggregati di minerali diversi, diconsi *rocce*. Il loro studio è oggetto della scienza chiamata *petrografia*, o *litologia*.

Digitized by Google

CAPITOLO I

Proprietà morfologiche dei minerali.

§ 1. — *Cristalli. Omogeneità e anisotropia.*

Una delle prime cose che colpiscono l'osservatore il quale esamini una serie di minerali è la perfezione e l'eleganza delle forme che spesso essi presentano. Sono dei poliedri, talora semplici e quasi regolari, tal'altra volta complicati e tempestati di faccettine, isolati o riuniti a gruppi, e non di rado sì varî d'aspetto, anche nello stesso esemplare, da far sembrare disperata la causa di chi voglia sottoporli ad un'esauriente analisi morfologica. Tali forme geometriche naturali furono e sono dette *cristalli*, applicando loro un nome di origine greca, il quale valeva dapprima a significare «ghiaccio», poi venne applicato al quarzo, o *cristallo di rocca*, che gli antichi supponevano formato appunto di acqua solidificata e indurita, ma senza voler con ciò riferirsi alle forme poliedriche del minerale; è solo in Plinio che troviamo il primo accenno alla osservazione dell'interessante fenomeno morfologico.

Ma sarebbe assai lungi dal vero colui che credesse sufficente ed esatto definire i cristalli quali «le forme poliedriche presentate naturalmente dai minerali». Prendiamo a considerare ad es. i solidi cristallini che

Digitized by Google

ornano l'esemplare di fluorite della Tav. X. Sono dei parallelepipedi rettangoli così fatti da somigliare moltissimo a dei cubi: e « cubi » vedremo infatti che li definisce il cristallografo, nonostante che le loro tre dimensioni non siano precisamente uguali. Se ora con un martello picchiamo un colpettino secco sopra uno qualunque dei vertici, ci sarà molto facile staccare da esso una piramidina triangolare regolare, troncandolo così con la formazione di una faccetta piana e brillante, la quale, per essere ugualmente inclinata sulle tre adiacenti del « cubo », sarà triangolare equilatera. Ripetendo l'operazione, potremo ottenere un solido simile a quello rappresentato dalla fig. 1, in cui tutti gli otto vertici sono troncati da altrettante nitide faccette. Proseguendo nella esperienza, si osserva che questa divisibilità della materia che costituisce i cristalli di fluorite, ossia questa *sfaldabilità*, si ottiene in modo egualmente facile e perfetto secondo tutti i quattro piani paralleli alle otto faccette prima formate: di modo che non sarebbe difficile, insistendo a staccare su tutte le faccettine delle laminette successive di sfaldatura, riuscir ad avere un *solido di sfaldatura* ad otto facce, cioè un *ottaedro di sfaldatura*, come quello che appunto si vede punteggiato nell'interno del solido della fig. 1.

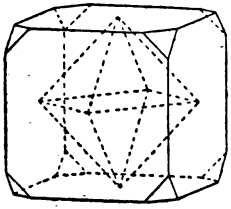


Fig. 1.

Questa osservazione vale a dimostrare che la materia formante il cristallo ha proprietà speciali, inerenti ad una particolare sua interna struttura, e ci ammonisce a non dare, nella definizione di cristallo, una importanza assoluta alla forma poliedrica esterna. È chiaro infatti che se per cause esterne, meccaniche

Digitized by Google

o chimiche qualsivogliano, la forma poliedrica di uno dei cristalli del nostro esemplare di fluorite andasse perduta o guasta, intatta essendone rimasta la struttura interna, sempre noi potremmo con la stessa facilità ottenere per sfaldatura il solido ottaedrico della fig. 1, solido che noi possiamo e dobbiamo definire, anche morfologicamente, come un cristallo.

Il concetto di cristallo e la relativa definizione non devono dunque fondarsi sulla forma esterna, perchè questa, benchè importantissima e caratteristica, non è essenziale, e può essere impedita nello sviluppo, o guasta e distrutta da cause estranee e contingenti, senza che perciò il cristallo cessi di esser tale. Una più precisa definizione di cristallo può essere basata sopra due concetti fondamentali: la *omogeneità fisica* e la *anisotropia*.

Omogenea fisicamente dicesi una sostanza quando due porzioni di essa, di egual forma e dimensione, e parimenti orientate, non possano essere una dall'altra distinte per nessuna proprietà. Si capisce che questo concetto della omogeneità ha un valore relativo, e non assoluto: poi che la materia è considerata come risultante dalla riunione di particelle (atomi) fra di loro non a contatto nè tutte identiche, la definizione da noi data vale solo per porzioni sufficentemente grandi perchè di fronte ad esse quelle delle singole particelle appaiano infinitamente piccole. Senza dunque assegnare alla materia una continuità dalla quale tutte le teorie moderne repugnano, noi diremo omogeneo un corpo il quale sia ugualmente costituito ed uniforme in tutte le sue parti, in quanto con la nostra esperienza si possa direttamente accertare. Ed è certo che due ottaedrini perfetti, e delle identiche dimensioni, ottenuti per sfaldatura da un unico cristallo, idealmente puro, di fluorite, sarebbero da ritenere, almeno teoricamente, come affatto identici e non distinguibili uno dall'altro.

Digitized by Google

Per avere chiaro il concetto di anisotropia noi dobbiamo anzitutto distinguere tra le proprietà fisiche quelle che si posson dire *generali*, o *scalari*, da quelle altre che debbono esser dette invece *direzionali*, o *vettoriali*.

Le proprietà del primo gruppo in una sostanza qualunque sono interamente rappresentabili mediante un numero, e di esse può esser preso come rappresentante tipico il *peso specifico*. Quando noi diciamo che il peso specifico del quarzo è = 2,65, noi vogliamo dire che un pezzo o frammento qualsiasi, di qualunque forma e dimensione, di questo minerale, pesa 2,65 volte quanto l'egual volume di acqua distillata a 4° C. Questo numero 2,65 definisce completamente tale proprietà del quarzo.

Invece il comportamento di una sostanza rispetto alle proprietà del secondo gruppo esige, oltre ad un coefficente o valore numerico, anche la indicazione della *direzione* nella quale tale proprietà è stata sperimentata; così si dica della velocità di propagazione del calore, o del suono, o della luce, della conducibilità elettrica, della dilatazione termica, della resistenza agli sforzi di trazione, ecc. Queste proprietà diconsi vettoriali appunto perchè possono essere rappresentate mediante *vettori*, o segmenti, i quali abbiano una lunghezza proporzionale al valore numerico del relativo coefficente, e con la loro direzione indichino la direzione nella quale quella proprietà fu sperimentata. Diconsi *isòtropi* per una determinata proprietà direzionale i corpi nei quali tutti i vettori, nelle infinite direzioni possibili, sono eguali fra di loro; nei quali cioè il relativo coefficente non varia con la direzione: una sfera tagliata in un pezzo di vetro ad una temperatura qualunque t', se portata poi ad una temperatura uniforme t'', più alta o più bassa, verrà ad avere un diametro maggiore o minore

Digitized by Google

di prima, ma resterà una sfera, perchè il coefficente di dilatazione lineare vi è uguale in tutte le direzioni; il vetro è cioè un corpo termicamente isotropo, e la relativa *superfice vettoriale* è una sfera. Ma se, invece di tagliare la nostra sfera nel vetro, la tagliamo, alla temperatura t', in un cristallo di quarzo tra quelli dell'es. rappresentato a Tav. XII, quando la portiamo poi ad una temperatura t'', la sfera cesserà di esser tale, e se per es. l'abbiamo scaldata, la troveremo mutata in un ellissoide di rivoluzione schiacciato ai poli, perchè nel quarzo il coefficente di dilatazione lineare non è eguale in tutte le direzioni, ma ha un valore minimo nel senso dell'allungamento dei cristalli, e valori massimi, tra loro eguali, nelle direzioni a questo normali; nelle direzioni intermedie, i valori variano in modo continuo con la direzione medesima. Noi diremo dunque che il cristallo di quarzo è termicamente *anisòtropo*, perchè in esso la dilatabilità termica è funzione della direzione: la superfice vettoriale non è più una sfera, ma, nel caso nostro, un ellissoide di rivoluzione.

Anche più evidente è spesso l'anisotropia rispetto ad altre proprietà, come la coesione, tanto più che in questo caso la variazione è fortissima e discontinua; la coesione per es. nel cubo di fluorite dianzi considerato presenta quattro direzioni di valore minimo assoluto, normalmente alle quali il corpo cristallizzato si rompe con la massima facilità, secondo superfici piane e brillanti, dette facce di *sfaldatura*; questa proprietà fisica è rappresentata dal solido ottaedrico che per via appunto di sfaldatura si può sempre ottenere da qualsiasi cristallo di fluorite, comunque foggiato esternamente. La causa della grande importanza che il cristallografo attribuisce a questa proprietà risiede appunto in ciò, che essa più di tutte le altre chiaramente rispecchia la in-

Digitized by Google

terna struttura e la conseguente anisotropia del cristallo; varii per circostanze esterne la forma poliedrica di questo, non varieranno punto il numero e la giacitura delle facce che per sfaldatura vi si possono produrre. E questo si riconosce molto facilmente anche in un altro minerale assai noto e comune: la calcite. Questo minerale, costituito, come tutti sanno, da carbonato di calcio $CaCO_3$, si presenta spesso in cristalli come quelli della fig 2; frequente vi è pure la forma della fig, 3, e non rara quella della fig. 4. Parallelamente alle facce di quest'ultima forma, detta *romboedro*, si ha nella calcite sfaldatura

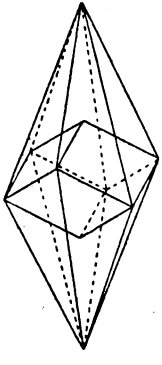


Fig. 2.

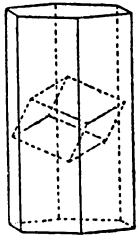


Fig. 3.

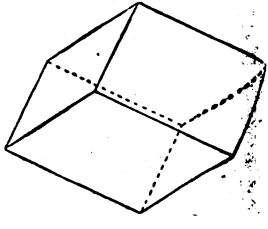


Fig. 4.

facile e perfettissima; e non solo nei cristalli che tale forma presentano esternamente, ma in tutti gli altri, come mostrano i tratti interni che nelle altre due figure delineano la forma di sfaldatura e le relazioni di posizione, costanti, che le sue facce presentano con le facce della forma esterna.

La Tav. XXVIII rappresenta appunto un esemplare di calcite spatica, ottenuto per sfaldatura, nel quale si distinguono nettamente le incrinature pa-

Digitized by Google

rallele alle facce di romboedro, determinate dalla percussione.

Così la sfaldatura non solo permette di distinguere un solido di calcite da un pezzo di materia amorfa, per es., di vetro, ma dà anche modo di *orientarlo*.

I cristalli sono dunque, nel senso fisico, *corpi omogenei, anisotropi rispetto ad alcuna almeno tra le proprietà fisiche*, in contrasto coi corpi amorfi, che sono isotropi rispetto a tutte tali proprietà, e con parecchi corpi organizzati, che sono anisotropi ma non omogenei (ad es. il legno). Che queste proprietà dei cristalli siano dovute all'*ordinamento regolare* delle particelle ultime che li costituiscono, si era intuito già da molto tempo; oggi se ne ha la dimostrazione sperimentale, come esporremo nel § 16, specialmente dedicato alla struttura dei cristalli.

Quando le circostanze favorevoli lo consentano, i cristalli assumono forma esterna poliedrica, la quale è caratteristica, ed inerente alla natura chimica della sostanza [1]; ognuno sa infatti che non solo i minerali, ma tutte o quasi le sostanze, naturali od artificiali, inorganiche od organiche, possono essere fatte cristallizzare, per una o per altra via: ad es. il solfato di rame e lo zucchero di canna per raffreddamento o per evaporazione da soluzioni acquose; l'antimonio e il bismuto per raffreddamento della sostanza fusa; la canfora e il timolo per sublimazione.

---

[1] Non è, a rigore, esatto dire che *ogni sostanza* ha una sua determinata e caratteristica forma cristallina; bisognerebbe dire *ogni fase solida*, perchè una stessa sostanza può, come vedremo, presentarsi in due o anche più fasi solide, o *modificazioni cristalline* (Capitolo III, § 1).

Digitized by Google

§ 2. — *Aggregati cristallini. Sostanze vetrose e colloidi.*

Qualora, per il gran numero e la vicinanza dei germi di cristallizzazione, i singoli individui cristallini non possano formarsi liberamente, assumendo forma poliedrica, ma reciprocamente si disturbino, e vengano perciò ad essere delimitati uno rispetto all'altro da superfici di contatto irregolari e generalmente non piane, si formeranno degli *aggregati cristallini*. Un esempio ce lo può dare il marmo di Carrara (od altro consimile calcare cristallino saccaroide); esso è costituito da una quantità di individui o granuli di calcite, fittamente serrati gli uni contro gli altri; ognuno di tali individui è un cristallo nel senso fisico, perchè omogeneo ed anisotropo, come dimostrano le nitide facce di sfaldatura che se ne ottengono, ma non nel senso morfologico più ristretto, perchè non è limitato all'esterno da facce di cristallo, bensì da superfici di contatto affatto casuali (fig. 5).

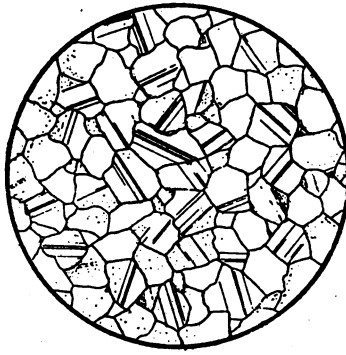


Fig. 5. — Marmo saccaroide. Sezione sottile vista al microscopio.

Oltre che allo stato cristallino, la materia minerale può anche presentarsi allo stato *vetroso* (per es. le ossidiane) o allo stato *colloidale* (per es. l'opale). Questi due stati vengono di solito, nel linguaggio

Digitized by Google

comune, riuniti sotto la denominazione unica, imprecisa ed inesatta, di stato *amorfo*; ma mentre la materia vetrosa deriva da rapido raffreddamento di masse fuse e può essere veramente detta amorfa, quella colloidale ha caratteristiche strutturali affatto speciali e origini al tutto diverse. In ogni modo, nè la materia vetrosa nè la colloide rispondono alla definizione ed ai concetti che abbiamo esposto per la materia cristallina; ne parleremo più a lungo in altro paragrafo apposito (§ 19), dopo di aver esposto le proprietà della materia allo stato cristallino.

§ 3. — *Costanza degli angoli diedri. Modelli.*

Benchè la forma poliedrica esterna possa essere ritenuta, come abbiamo visto, non necessaria per definire il concetto di cristallo, essa è tuttavia praticamente importantissima; anzi per la precisione e la facilità con le quali si può determinare costituisce la base prima e il fondamento dello studio delle sostanze cristallizzate.

Osservando l'accrescimento di un cristallo artificiale da una soluzione (o la formazione di un solido di sfaldatura) si può tosto rilevare che, crescendo (o decrescendo) l'individuo per strati di sostanza aggiunti (o tolti) parallelamente alle facce, il rapporto tra le distanze dal centro delle diverse facce resterà costante solo se l'accrescimento (o il decrescimento) avvenga in modo eguale per le diverse facce. Un ottaedro perfettamente regolare di allume, crescendo in una soluzione satura dello stesso sale, potrà mantenersi regolare solo se sospeso entro la soluzione, in modo da essere da questa circondato da ogni lato, così da poter crescere per sovrapposizione, su tutte le otto facce, di strati di sostanza cristallina d'eguale

Digitized by Google

spessore. Ma questa regolarità di accrescimento è l'eccezione e non la regola; e un cristallo ottaedrico d'allume che cresca adagiato sopra una faccia, sul fondo del cristallizzatoio, non potendo crescere su tale faccia, finirà per diventare appiattito; se rivoltato irregolarmente di quando in quando, o posto in modo da essere diversamente « nutrito » sulle diverse facce, diventerà tosto *sproporzionato*, come quello della fig. 6, ben diverso, come ognun vede, dal modello perfetto segnato da punteggiature all'interno.

Altrettanto difficile sarà ottenere perfettamente regolare un solido ottaedrico di fluorite per sfaldatura; nè diverso è il caso per i cristalli parallelepipedi rettangoli di fluorite dell'esemplare da noi prima considerato, o per quelli, della stessa forma, che si possono avere per lentissima evaporazione di una soluzione di cloruro sodico: essi non saranno dei cubi regolari, geometrici, se non nel caso, affatto ideale, che l'accrescimento avvenga in modo eguale su tutte le loro sei facce; ordinariamente saranno anch'essi sproporzionati.

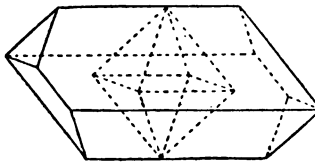


Fig. 6.

Ma poi che l'accrescimento avviene per strati paralleli, è chiaro che gli angoli tra le facce in un cristallo resteranno costanti; saranno cioè gli stessi nell'ottaedro sproporzionato della fig. 6 come in quello regolare; e nel parallelepipedo rettangolo a tre diversi lati, di fluorite o di salgemma, saranno appunto sempre di 90° come nel cubo regolare.

Questa legge, già chiaramente stabilita fin dal 1669 dal danese Nicolaus Steno (Nicola Stenone) con la osservazione dei cristalli di quarzo, viene dunque a

Digitized by Google

stabilire che *la posizione assoluta delle facce nei cristalli non ha valore alcuno; ciò che essi presentano di costante e caratteristico sono gli angoli diedri tra le facce*. Essendo questi identici nei cristalli sproporzionati e nei regolari del medesimo tipo, noi potremo sempre ricondurre i varî cristalli sproporzionati di uno stesso tipo ad un *modello*, supponendo tutte le facce dello stesso genere trasportate parallelamente a sè stesse fino ad essere equidistanti dal centro; così da tutti i cristalli sproporzionati di allume e da tutti i solidi di sfaldatura della fluorite otterremo come modello l'*ottaedro regolare*; da tutti i parallelepipedi rettangoli di fluorite o di sale comune avremo il *cubo regolare*. Ed è perciò che, riferendoci al relativo modello, noi chiameremo *ottaedri* tutti i solidi di sfaldatura di fluorite e gli analoghi cristalli ad otto facce di allume; e *cubi* tutti i cristalli di fluorite del tipo di quelli della Tav. X, e quelli simili di salgemma o sale comune.

§ 4. — *Misura degli angoli diedri. Goniometri.*

La *misura degli angoli diedri* dei cristalli si fa con gli strumenti chiamati *goniometri*.

Il più antico apparecchio usato a questo scopo è il così detto *goniometro d'applicazione*. Esso si compone di due *alidade*, o asticine, mobili intorno ad un perno, in modo da poter assumere qualsiasi inclinazione dell'una sull'altra. La loro posizione reciproca può essere fissata mediante un bottone a vite che serra il perno; e l'angolo che esse fanno può essere letto facilmente portandole sur un semicerchio graduato, al cui centro entra, in apposito forellino, l'estremità del perno. Per misurare un angolo diedro bisogna porre le due alidade in contatto con le due facce, in modo che il

Digitized by Google

piano delle asticine sia normale allo spigolo; l'angolo piano così formato è la misura del diedro: non c'è che da stringere il bottone a vite, e portare le aste sul lembo graduato.

L'errore che si commette con questo strumento, che pure tra le mani di Haüy diede risultati mirabili per quei tempi, è abbastanza forte, particolarmente se si tratti di misurare piccoli cristalli, nei quali l'adattamento delle asticine mobili alle facce è sempre imperfetto. Per questo motivo si usano oggi i *goniometri a riflessione*, così chiamati perchè costruiti in modo da trar profitto della lucentezza speculare che presentano le facce dei cristalli meglio formati, e delle note leggi della riflessione.

Presentiamo qui un tipo di goniometro moderno, del tipo Wollaston-Babinet, secondo la costruzione, molto largamente usata, del Fuess.

Il cristallo viene fissato con cera sul *porta-cristalli u* (fig. 7), e può essere *centrato* mediante i due *carrettini m* e *m'*. Lo spigolo tra le due facce da misurare viene poi *aggiustato* mediante i due *carrettini* a superfice cilindrica *r* e *r'*, in modo che esso sia normale al piano del *disco* o *lembo graduato*; questo è disposto orizzontalmente, sopra un sostegno a tre piedi, ed è girevole intorno ad un asse verticale. Il porta-cristalli, e con lui il cristallo, può venir girato anch'esso intorno al medesimo asse verticale, sia indipendentemente, sia collegato al lembo graduato; la posizione di quest'ultimo viene individuata per mezzo di due *nonii* fissi al tre-piedi: la lettura si fa con due lenti o cannocchialini, che si vedono bene, nella figura, uno a destra e uno a sinistra del lembo graduato. Sostenuti l'uno dal montante *C* e l'altro dalla colonnetta *B*, stanno i due *cannocchiali*, i cui assi sono contenuti in un piano superiore e parallelo a quello del lembo graduato, e son perciò normali all'asse di rotazione. Il

Digitized by Google

primo, *C*, è un *collimatore*, costituito da una lente convergente, nel cui fuoco, alla estremità del cannocchiale, sta una fessura o *mira*, illuminata dall'esterno da una qualunque sorgente luminosa; l'altro, *B*, che si tiene ordinariamente a 120° dal primo, è il *cannocchiale* astronomico *ricevente*. Il fascio di raggi paralleli uscito dal collimatore, quando una delle facce del cristallo sia così posta che la sua normale bisechi

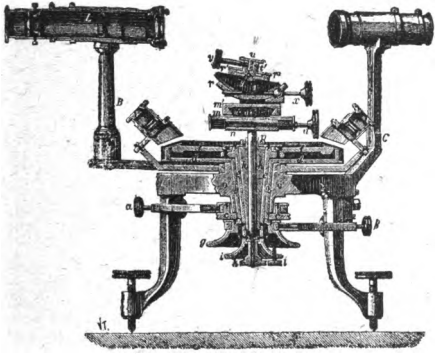


Fig. 7.

l'angolo tra gli assi dei cannocchiali, viene ricevuto nell'altro cannocchiale, per modo che l'osservatore vede, ingrandita dall'oculare, la immagine riflessa della mira luminosa nel centro del campo, segnato da un filo a croce. Girando il porta-cristalli, se lo spigolo tra le due facce è aggiustato come prima si disse, cioè normale al piano del disco, quando la rotazione abbia portato la normale della seconda faccia ad essere bisettrice dell'angolo tra i cannocchiali l'osservatore rivedrà la mira, riflessa dalla seconda faccia, nel centro

Digitized by Google

del campo del cannocchiale ricevente. Si può così, quando nella rotazione il porta-cristalli sia fissato al lembo graduato, e si facciano al nonio due letture della relativa posizione di questo, ottenere per differenza tra le due letture l'*angolo tra le normali* alle due facce; quest'angolo piano è, come si sa, il supplemento di quello che misura l'angoloide diedro tra le due facce.

Si usa pertanto dai cristallografi indicare gli angoli tra due facce dei cristalli non già con la loro vera misura, ma *con quella del loro supplemento*, quale si ha direttamente dalla osservazione goniometrica.

Un risultato notevole in questa osservazione si ha pure con la constatazione delle zone. *Zona* si chiama l'insieme delle facce di un cristallo tutte parallele ad una stessa retta, e perciò formanti tra di loro spigoli pur paralleli; è chiaro che al goniometro, quando lo spigolo tra due facce di una zona, ossia l'*asse della zona*, sia aggiustato per modo da riuscir normale al lembo graduato, girando il porta-cristalli l'osservatore vedrà una dopo l'altra passare nel campo del cannocchiale ricevente le immagini della mira riflesse successivamente dalle singole facce della zona; e con altrettante letture potrà avere, in brevissimo tempo, i valori degli angoli tra le normali alle diverse facce della zona stessa, valori la cui somma sarà naturalmente = 360°.

Da qualche tempo si costruiscono, e sono largamente usati, anche *goniometri a due cerchi*. Essi constano, in generale, di un goniometro a lembo orizzontale, del tipo di quello or ora descritto, il cui asse porta all'estremità superiore un goniometro completo a lembo verticale; a questo è unito il porta-cristalli. Aggiustata una zona, e fissata la posizione di una faccia di questa, la posizione di ogni altra faccia del cristallo può essere determinata da due angoli di rotazione, uno intorno all'asse verticale e uno

Digitized by Google

intorno all'asse orizzontale, nello stesso modo come un punto della superfice terrestre può essere identificato mediante i valori della sua latitudine e della sua longitudine. Il metodo è prezioso sopra tutto per lo studio dei cristallini molto piccoli, e di quelli a facce curve: ma non permette l'osservazione diretta, tanto importante, del collegamento zonale tra le diverse facce.

§ 5. — *Projezione stereografica.*

Per rappresentare graficamente nel piano, in modo comodo ed elegante, i risultati delle misure goniometriche, cioè le reciproche inclinazioni di tutte le facce di un cristallo, come pure il numero e la distribuzione di dette facce (dati sperimentali che servono di base alle considerazioni ed ai calcoli di cui diremo più avanti), il cristallografo si serve ordinariamente di una speciale *projezione*, detta *stereografica*.

A tale scopo si incomincia col trasportare le facce del cristallo parallelamente a sè stesse, fino a che siano tutte tangenti ad una sfera, dal cui centro esse saranno pertanto equidistanti: il punto di tangenza di una faccia con la sfera dicesi il *polo* di tale faccia. Il raggio della sfera passante per il punto di tangenza di una faccia essendo normale al piano di questa, l'arco di circolo massimo compreso tra i poli di due facce sarà misuratore dell'angolo tra le normali ad esse, e perciò il suo valore sarà supplementare di quello del diedro tra le facce medesime; possiamo così portare direttamente sulla projezione i valori angolari misurati col goniometro, senza farne la differenza da 180°.

Uno dei più grandi vantaggi di questo sistema, nel quale sulla sfera le facce sono rappresentate da

Digitized by Google

punti, e i diedri da archi di circolo massimo, è questo: che *i poli di tutte le facce appartenenti ad una zona*, cioè, come sappiamo, tutte parallele ad una retta, e formanti perciò spigoli tra loro paralleli, *staranno sopra uno stesso circolo massimo*, il cui piano è normale all'asse della zona. Una faccia appartenente a due zone viene con questo ad essere interamente determinata per la sua giacitura, trovandosi il suo polo nel punto di intersezione dei due circoli massimi rappresentanti le due zone.

La superfice sferica, sulla quale tutte le facce sono rappresentate dai loro poli, e le zone dai relativi circoli massimi, deve ora essere rappresentata in un piano, facendone la projezione stereografica.

Come *piano di projezione* si sceglie un piano di circolo massimo, che teoricamente può essere qualunque, ma in pratica, per maggiore chiarezza, conviene sia parallelo ad una faccia importante, compresa in varie zone, o normale ad una zona importante, ricca di numerose facce. Stabilito questo piano di projezione, che si potrebbe, con similitudine geografica, chiamare *equatoriale*, da uno qualunque dei due *poli* di esso, (cioè dei due punti distanti di 90° da tutti i punti della circonferenza equatoriale) si tirano delle visuali a ciascuno dei poli che sulla sfera rappresentano le facce: il punto dove ognuna di queste visuali interseca il piano di projezione sarà la projezione stereografica del relativo polo. Nella fig. 8 sia *A D B* la circonferenza di circolo massimo il cui piano si è scelto come piano di projezione; da *P*, che è uno dei due poli di questo piano (l'altro è *P'*) si tirino le visuali ai poli *R*, *S*, *T*, che sulla sfera rappresentano tre facce del cristallo: i punti *r*, *s*, *t*, dove tali visuali incontrano il piano di projezione, sono le projezioni stereografiche di *R*, *S*, *T*. Il polo di *P'* sarà in *c*, centro della circonferenza di projezione.

Digitized by Google

È chiaro che le projezioni dei poli che stanno sullo stesso emisfero cui appartiene il polo assunto come centro di projezione cadranno fuori della circonferenza di projezione, mentre cadranno entro a questa i poli dell'emisfero opposto. Ciò costituirebbe un inconveniente, per l'ampiezza grande che bisognerebbe dare al disegno, anche lasciando fuori una discreta calotta sferica nelle immediate vicinanze del

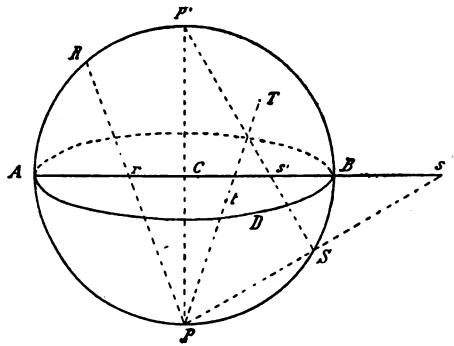


Fig. 8.

centro di projezione. Quando si voglia projettare tutto il cristallo, si può rimediare in modo assai semplice mediante la *inversione del centro di projezione*: ognuno dei due emisferi si projetta successivamente sullo stesso piano, prendendo come centro il polo giacente nell'emisfero opposto; così le projezioni di tutti i poli cadono entro la circonferenza, e basta, per distinguere quelli di un emisfero da quelli dell'altro, ricorrere a segni convenzionali diversi, tali da potersi riconoscere anche se sovrapposti: quelli ordinariamente adottati sono una crocetta per i poli

Digitized by Google

dell'emisfero superiore, e un circoletto per quelli dell'inferiore.

Fondamentale per la projezione stereografica è il seguente:

TEOREMA. *La projezione stereografica di un circolo è ancora un circolo.*

Sia (fig. 9) *A D B* il piano di circolo massimo

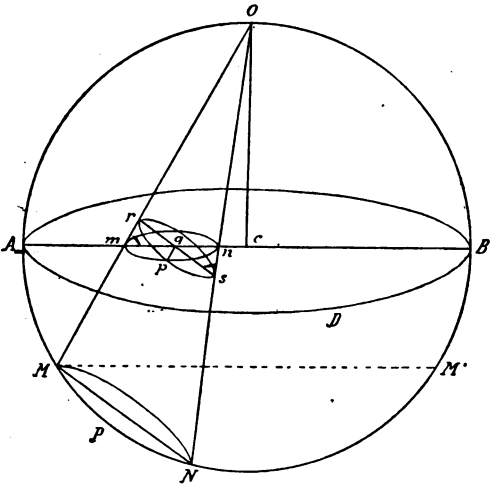


Fig. 9.

assunto come piano di projezione, e sia *O* il suo polo, scelto come centro di projezione; *M P N* sia un circolo qualunque tracciato sulla sfera. Ruotiamo questa intorno al raggio *c O* fino a che il piano del circolo *M P N* sia normale al circolo *A O B*, ossia al piano del disegno; e sia *M N* il suo diametro posto

Digitized by Google

in detto piano. Il cono di visuali tirato da O a tutti i punti della circonferenza $M\,P\,N$ taglierà il piano di projezione $A\,D\,B$ secondo una curva $m\,p\,n$, di diametro $m\,n$, che sarà la projezione stereografica del circolo $M\,P\,N$. Questa curva è ancor essa un circolo.

Per dimostrarlo, da un punto qualunque p della curva $m\,p\,n$ facciamo passare un piano parallelo al circolo $M\,P\,N$, base del cono di visuali che ha per vertice O. È chiaro che esso piano taglierà il cono secondo una curva $r\,p\,s$, di diametro $r\,s$, che per essere parallela alla sezione circolare $M\,P\,N$ sarà essa pure un circolo. La intersezione del piano $r\,p\,s$ con $m\,p\,n$ sarà $q\,p$; questa, appartenendo ai due piani $r\,p\,s$ e $A\,D\,B$ (entro al quale ultimo giace $m\,p\,n$), entrambi normali ad $A\,O\,B$, sarà pure normale a questo piano, e perciò ai due diametri $m\,n$ ed $r\,s$ in esso contenuti. Ma, poi che $r\,p\,s$ è un circolo, sarà $q\,p$ media proporzionale tra i due segmenti $r\,q$ e $q\,s$, cioè

$$\overline{q\,p}^2 = r\,q \times q\,s.$$

Considerando ora i due triangoli $r\,q\,m$, $n\,q\,s$, è agevole riconoscere che essi sono simili. Infatti gli angoli $r\,q\,m$ ed $n\,q\,s$ sono eguali, perchè opposti al vertice; inoltre $r\,m\,q$ è eguale ad $n\,s\,q$, perchè

$$n\,s\,q = O\,N\,M, \text{ misurato da } \frac{O\,A + A\,M}{2},$$

e $$r\,m\,q = O\,M\,M', \text{ misurato da } \frac{O\,B + B\,M'}{2},$$

essendo $O\,A = O\,B = 90^\circ$ e $A\,M = B\,M'$, perchè $M\,M'$ parallela al diametro $A\,B$.

Digitized by Google

Avremo pertanto:

$$r\,q : m\,q = q\,n : q\,s;$$
$$r\,q \times q\,s = m\,q \times q\,n;$$

e poi che abbiamo visto

$$\overline{q\,p}^2 = r\,q \times q\,s,$$

sarà anche

$$\overline{q\,p}^2 = m\,q \times q\,n.$$

E siccome questo risultato vale per un punto qualunque della curva $m\,p\,n$, questa curva sarà una circonferenza, c. d. d.

I circoli massimi rappresentanti le zone saranno perciò projettati come archi di circolo, salvo quelli passanti per il polo del piano di projezione, e perciò normali a questo, perchè in tal caso la loro projezione sarà un diametro della circonferenza di projezione. Anche la intersezione di un qualunque circolo massimo (zona) col piano di projezione sarà sempre un diametro di questa circonferenza.

L'importanza pratica del fatto che la projezione di un circolo è sempre un circolo è data dalla possibilità di tracciare la projezione di una zona, dati i poli di due facce in essa contenute. Due facce tra loro non parallele determinano infatti uno spigolo, e perciò l'asse della zona, e bastano per tracciare la projezione di questa: ogni arco di circolo massimo che passi per un polo, passa infatti anche per il suo diametralmente opposto; avendo dunque data la projezione dei poli di due facce non parallele, si può, con una facile costruzione, trovare la projezione del polo che sulla sfera

Digitized by Google

è diametralmente opposto ad uno di essi, e per i tre punti così dati tracciare la circonferenza cercata.

Noi non entreremo in particolari sui problemi pratici, tutti facilissimi, che riguardano questo argomento, tanto importante per la tecnica cristallografica: chi voglia darsi a questi studi, potrà trovare quanto gli occorre in qualunque trattato speciale [1]. Del poco che abbiamo detto trarremo profitto poi per esporre, sempre ben inteso affatto sommariamente, gli elementi del metodo più semplice e più comodo di calcolo cristallografico.

§ 6. — *Legge di razionalità degli indici. Simboli delle facce.*

La semplice misurazione degli angoli tra le facce di un cristallo, benchè sia la base necessaria della conoscenza geometrica di questo, è ben lungi dall'essere sufficente; e l'osservatore il quale prenda ad esaminare la molteplicità e il numero talora rilevante delle facce di un cristallo, e la varietà grande dei rapporti di giacitura tra di esse, per poco che sia dotato di spirito critico non può tardare a domandarsi: esiste un legame che unisca tra di loro le diverse facce di un cristallo? e qual'è questo legame?

La risposta a questa domanda si deve all'abate Haüy, che tra la fine del secolo XVIII e il principio del XIX insegnava mineralogia nella Università di Parigi; ma poi che egli, fondandosi sopra un'acuta osservazione della sfaldatura nei cristalli, esprimeva

---

[1] R. Panebianco, *Trattato di cristallografia morfologica*, Padova, 1905; A. Brezina, *Methodik der Krystall-Bestimmung*, Wien, 1884; F. Henrich, *Lehrbuch der Krystallberechnung*, Stuttgart, 1889; C. Viola, *Trattato di cristallografia*, Milano, Hoepli, 1920.

Digitized by Google

il legame da lui scoperto mediante un'ipotesi fisica, quale quella che suppone la continuità della materia, ossia la contiguità delle molecole formanti i corpi cristallizzati, ipotesi che sotto questa forma fu ben presto riconosciuta inaccettabile (v. § 16), così la *legge di Haüy*, come sarebbe legittimo chiamarla, viene espressa generalmente sotto una forma puramente geometrica, in questa maniera:

Se si assumono per assi coordinati i tre spigoli formati da tre facce di un cristallo concorrenti in un vertice, e per faccia fondamentale una quarta faccia, il cui piano incontri tutti e tre tali assi, qualunque altra faccia dello stesso cristallo, o di un altro cristallo della stessa sostanza isorientato col primo, taglierà sopra gli assi distanze tali a partire dall'origine, che i rapporti fra i segmenti fatti sugli assi stessi staranno fra di loro come tre numeri interi semplici.

La esatta comprensione di questa legge importantissima, giustamente chiamata la *legge fondamentale dei poliedri cristallini*, o, più frequentemente, *legge di razionalità degli indici*, esige qualche chiarimento preliminare.

È noto che la posizione di un piano nello spazio è univocamente determinata quando di esso piano siano noti tre punti, non posti sopra una stessa retta, poi che per tre punti così scelti si può sempre far passare un piano, ed uno solo. Si sa pure che questa identificazione si fa mediante il riferimento a tre rette, o *assi*, non posti in uno stesso piano e incontrantisi in un punto, detto *l'origine degli assi*. Se, nella fig. 10, $O\,X$, $O\,Y$, $O\,Z$ sono i tre assi, il piano $A\,B\,C$ sarà perfettamente definito, per ciò che è della sua posizione nello spazio, quando siano noti i tre punti A, B, C, ossia la lunghezza dei tre segmenti $O\,A$, $O\,B$, $O\,C$ che tale piano intercetta sugli assi di riferimento, a partire dall'origine O. Tali segmenti di-

Digitized by Google

consi i *parametri* del piano *A B C*. Naturalmente deve esser nota anche la inclinazione reciproca delle tre rette, ossia i tre angoli fra gli assi, α, β, γ.

Tuttavia noi abbiamo già detto che nei cristalli la posizione assoluta dei piani delle facce non ha valore alcuno, potendo queste per l'accrescimento spostarsi parallelamente a sè stesse; non dunque la posizione dei piani delle facce ci preme di poter stabilire, ma la

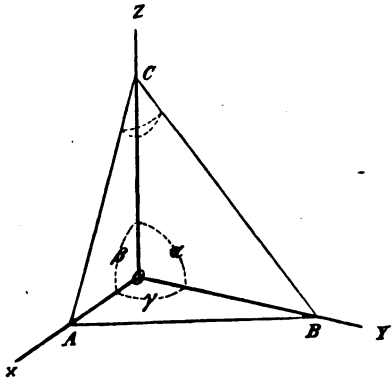


Fig. 10.

loro *giacitura*, ossia gli angoli che esse formano fra di loro e coi piani degli assi; angoli che sappiamo già esser costanti. Ora, dalla fig. 11 risulta chiaramente che se noi spostiamo parallelamente a sè stessa una faccia qualunque *A B C*, per es. allontanandola dal centro fino ad assumere la posizione *A' B' C'*, questo equivale a moltiplicare i suoi tre parametri per una stessa quantità, in modo che il loro rapporto non cambia. Infatti, essendo la faccia *A' B' C'* parallela

Digitized by Google

ad $A\ B\ C$, sarà $A'\ B'$ parallelo ad $A\ B$, $B'\ C'$ parallelo a $B\ C$, e $C'\ A'$ parallelo a $C\ A$; e perciò $O\ A' : O\ B' : O\ C' = O\ A : O\ B : O\ C$. Ne consegue dunque, per la legge della costanza degli angoli diedri, che i valori dei parametri di una faccia non avranno per il cristallografo importanza alcuna; ogni faccia sarà perfettamente individuata per la sua giacitura quando se

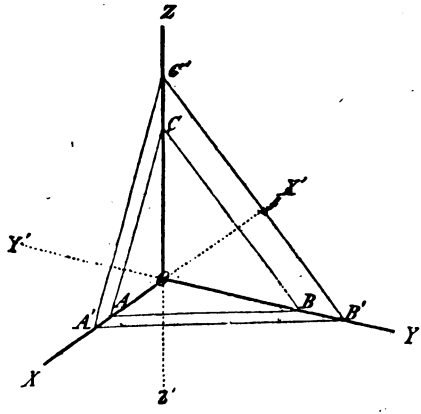


Fig. 11.

ne conosca il *rapporto parametrico* $O\ A : O\ B : OC$; la faccia potrà sempre essere allontanata o avvicinata rispetto all'origine, moltiplicando tutti tre i suoi parametri per una stessa quantità, maggiore o minore dell'unità.

Tornando ora alla legge di Haüy, questa, quale noi l'abbiamo enunciata, stabilisce anzi tutto che gli assi di riferimento debbano essere *tre spigoli del cri-*

Digitized by Google

stallo (1); i piani degli assi sono cioè tre facce non poste in una stessa zona, e perciò concorrenti in un vertice. Si sceglie poi per faccia fondamentale una quarta faccia del cristallo, della quale si assume solo la condizione che essa debba incontrare i tre assi a distanze finite: e sia il suo rapporto parametrico $OA:OB:OC$ (fig. 12).

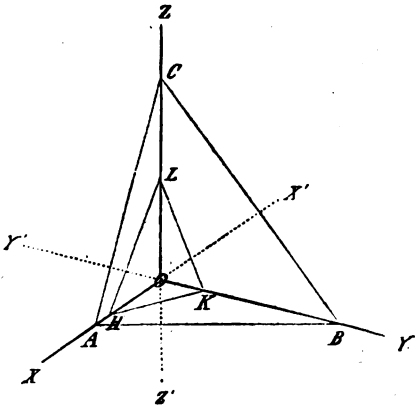


Fig. 12.

Qualunque altra faccia dello stesso cristallo, per es. HKL, taglierà sugli stessi tre assi OX, OY, OZ, parametri tali $OH:OK:OL$, che, confrontando fra di loro quelli fatti sugli stessi assi, i relativi rapporti staranno tra di loro come numeri interi; avremo cioè:

(1) Non «tre rette ideali qualunque», come pur troppo si trova scritto in qualche testo elementare!

Digitized by Google

$$\frac{OA}{OH} : \frac{OB}{OK} : \frac{OC}{OL} = h : k : l,$$

dove, essendo razionali i rapporti $h : k : l$, questi potranno sempre essere espressi mediante tre numeri interi, lo zero compreso; per di più, almeno nella maggior parte dei casi, questi tre numeri saranno molto semplici, anzi di solito consteranno di una sola cifra. I tre numeri $h\ k\ l$ diconsi gli *indici* della faccia, e perciò la legge di Haüy viene più spesso chiamata *legge di razionalità degli indici* [1]; chiusi tra parentesi ordinaria, i tre indici formano quello che si chiama il *simbolo* della faccia $(h\ k\ l)$. Il simbolo basta perfettamente a rappresentare una faccia di un cristallo, quando di questo siano note, una volta per tutte, le *costanti cristallografiche*, ossia i tre angoli α, β, γ tra gli spigoli assunti per assi, e il *rapporto parametrico fondamentale* $OA : OB : OC$; infatti se ne ricava subito il rapporto parametrico della faccia, essendo evidentemente

$$\frac{OA}{h} : \frac{OB}{k} : \frac{OC}{l} = OH : OK : OL.$$

Così noi potremo dire d'aver sufficente conoscenza delle singole facce di un cristallo del quale siano note le *costanti*, quando se ne siano determinati tutti i simboli.

Nella orientazione della croce assiale si tiene di solito, per convenzione, verticale l'asse z, mentre l'asse y si orienta parallelamente alla fronte dell'osserva-

---

[1] **Non legge di *razionalità dei parametri*, come erroneamente vien detta da taluno! I rapporti fra i parametri di una faccia nel caso generale non sono razionali.**

Digitized by Google

tore, in modo che l'asse x sia rivolto in avanti, verso di questo. Si assumono come positivi i segmenti tagliati in alto, a destra, in avanti; negativi quelli intercettati in basso, a sinistra, indietro; si può così tosto riconoscere, dai segni dei suoi tre indici, in quale degli *ottanti*, cioè delle otto regioni dello spazio determinate dai piani degli assi, stia una determinata faccia di un cristallo così orientato. I tre indici si fanno seguire sempre nello stesso ordine, e cioè uno dopo l'altro quelli che si riferiscono rispettivamente all'asse x, a y, e a z.

Quando una faccia sia parallela ad un asse, uno degli indici nel simbolo sarà zero, essendo infinito il relativo parametro; una che tagli sopra un asse un segmento negativo, avrà un indice negativo nel simbolo.

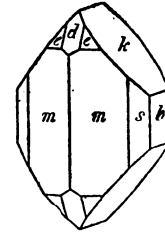


Fig. 13. — Cristallo di olivina.

Ad es. nel cristallo di olivina della fig. 13, ad assi cristallografici si scelgono ordinariamente i tre seguenti spigoli, trasportati, bene inteso, all'origine:

come asse x lo spigolo $k\,b$;

» » y lo spigolo che formerebbero incontrandosi d superiore e la sua simmetrica inferiore;

» » z l'asse della zona $m\,m\,s\,b$.

Come faccia fondamentale sceglieremo la faccia e a destra in alto, che taglia su tutti e tre gli assi segmenti finiti e positivi; il rapporto $OA : OB : OC$, tra i parametri che essa intercetta sopra di questi, sarà dunque il rapporto parametrico fondamentale, e il suo valore è precisamente 0,466...: 1 : 0,586...; i puntini stanno ad indicare che i rapporti fra i parametri

Digitized by Google

non sono razionali, e che l'approssimazione può essere spinta quanto si creda più opportuno, in relazione ai dati sperimentali, cioè alla precisione delle misure goniometriche prese a base del calcolo. Per convenzione, allo scopo di aumentare la comodità di confronto tra diverse sostanze, i tre termini del rapporto si dividono ordinariamente per il termine medio, in modo che questo resti sempre = 1. La faccia fondamentale *e* avrà naturalmente, in questo come in qualunque altro caso, il simbolo (111), poichè i suoi parametri vengono confrontati con sè stessi, e

$$\frac{OA}{OA} : \frac{OB}{OB} : \frac{OC}{OC} = 1 : 1 : 1,$$

qualunque siano i valori OA, OB, OC. La faccia *e* superiore sinistra taglia parametri che stanno tra loro nello stesso rapporto come per la fondamentale; solo che il secondo segmento, quello sull'asse delle *y*, è tagliato a sinistra dall'origine, e perciò è negativo; avremo quindi $OA : -OB : OC$, e il simbolo della faccia sarà

$$\frac{OA}{OA} : \frac{OB}{-OB} : \frac{OC}{OC} = 1 : -1 : 1.$$

Il segno — si mette *sopra* il relativo indice, e il simbolo si scriverà così (111).

Considerando ora la faccia *m* a destra, noi vediamo che essa è parallela all'asse *z*; sugli altri due assi il rapporto dei segmenti intercettati è lo stesso come per *e*: il rapporto parametrico sarà dunque

$$0{,}466\ldots : 1 : \infty,$$

e il suo simbolo

$$\frac{0{,}466\ldots}{0{,}466\ldots} : \frac{1}{1} : \frac{0{,}586\ldots}{\infty} = 1 : 1 : 0,$$

Digitized by Google

ossia (110). La faccia *m* di sinistra, che taglia su *y* un segmento negativo, ma ha eguale rapporto parametrico, avrà invece il simbolo (1$\bar{1}$0).

Quanto alla faccia *k*, essa è parallela all'asse *x*; il suo rapporto parametrico è $\infty : 1 : 1{,}172...$, e il suo simbolo corrisponderà al rapporto

$$\frac{0{,}466...}{\infty} : \frac{1}{1} : \frac{0{,}586...}{1{,}172...} = 0 : 1 : \frac{1}{2},$$

ossia si potrà scrivere (021). La faccia simmetrica inferiore destra avrà invece il simbolo (02$\bar{1}$), perchè essa intercetta su *z* un segmento negativo.

A due assi è parallela invece la faccia *b*, i cui parametri sui tre assi *x*, *y*, *z* saranno $\infty : OK : \infty$, dove *OK* può avere un valore qualunque; il simbolo sarà $\frac{0{,}466...}{\infty} : \frac{1}{OK} : \frac{0{,}586...}{\infty} = 0 : k : 0$, che si può evidentemente scrivere (010) dividendo per *k* i tre indici.

È chiaro che i piani degli assi saranno le sole facce nelle quali due indici siano eguali a zero; il piano *xy* avrà il simbolo (001), il piano *yz* il simbolo (100), e il piano *xz* il simbolo (010); le loro parallele al di là dell'origine hanno naturalmente i simboli (00$\bar{1}$), ($\bar{1}$00), ($\bar{0}$10), e formano con le tre precedenti un parallelepipedo, i cui spigoli sono precisamente gli assi cristallografici; la faccia fondamentale tronca uno dei vertici di tale parallelepipedo.

Facce possibili diconsi per ogni sostanza quelle che, riferite ai parametri fondamentali della sostanza stessa, avrebbero indici razionali, esprimibili mediante numeri interi. Nel cristallo di olivina della fig. 13, per es. la faccia parallela ai due assi *y* e *z*, cioè quella che troncherebbe regolarmente lo spigolo tra *m* e *m*, non è presente, ma è possibile ad esistere; il suo sim-

Digitized by Google

bolo sarebbe appunto (100), e in altri cristalli d'olivina essa è infatti non solo presente, ma assai larga e bene sviluppata (v. figura nella parte speciale). Così si dica di una faccia in zona tra *b* e *k*, ossia parallela a *x*, nella quale il rapporto parametrico fosse $\infty : 1 : 0{,}586$, della quale il simbolo sarebbe pertanto (011), e che in varî cristalli d'olivina si osserva, mentre possono invece mancare la faccia *s*, di simbolo (120), o la *d* (101) od altre, presenti nel cristallo da noi raffigurato.

Delle facce possibili ad esistere in una sostanza il numero è, evidentemente, infinito; ben poche sono invece, di solito, quelle che si presentano realmente. Tra queste sono ordinariamente in prevalenza grandissima quelle i cui simboli sono molto semplici; nel cristallo di olivina sopra effigiato, nessuna faccia ha simboli in cui il valore numerico degli indici sia superiore a 2. Ma in altri casi, e specialmente in talune sostanze molto ricche di facce, e presenti in natura in varie condizioni di giacitura, come la calcite, o il quarzo, si hanno anche simboli ad indici relativamente assai elevati, nonostante la scelta opportuna degli assi. Spesso tali facce a simboli complicati appartengono però ad una zona importante: sono cioè in zona tra due facce a simboli semplicissimi, e i loro simboli possono essere derivati per via di semplice addizione, o, come si suol dire, *per complicazione*, da quelli delle facce a simbolo semplice che le comprendono. Così, nella fig. 13 il simbolo (120) della faccia *s*, che appartiene alla zona *m b*, può essere ottenuto sommando termine a termine i simboli (110) della faccia *m* e (010) della faccia *b*. Ma regole sicure, che valgano a mettere in relazione la frequenza di una faccia con la maggiore o minore semplicità dei suoi indici, non si possono dare assolutamente.

Digitized by Google

§ 7. — *Legge delle zone. Simbolo di uno spigolo.*

Il legame tra le diverse facce di un cristallo, o, meglio, tra la serie delle facce dei cristalli di una stessa sostanza, può essere espresso anche sotto altra forma. Le *facce* che abbiamo chiamato *possibili*, rispetto alla legge di razionalità (v. pag. 33) possono

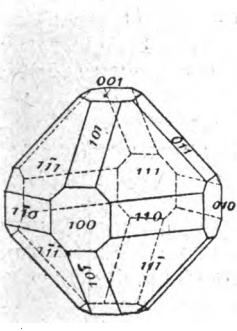


Fig. 14.

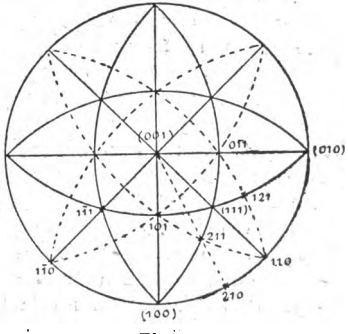


Fig. 15.

infatti essere derivate anche per via delle relazioni zonali, partendo da quattro facce del cristallo formanti un tetraedro, regolare o irregolare: in questo modo, ogni nuova faccia può venire determinata dall'incontro di due zone formate tra facce precedentemente note.

Nel caso del cristallo di fluorite della fig. 14, rappresentato in projezione stereografica nella fig. 15, si può partire dal tetraedro formato dalle tre facce di cubo (100), (010) e (001) (assunte come piani degli assi) e dalla faccia di ottaedro (111) (assunta come

Digitized by Google

faccia fondamentale). Queste quattro facce formano tra di loro, a due a due, le sei zone segnate con linee piene nella fig. 15. Ma l'intersezione tra la zona [100.010] (1) e la zona [001.111] ci dà la nuova faccia (110); la intersezione delle due zone [001.010] e [100.111] ci dà la faccia (011); la intersezione tra [100.001] e [010.111] ci dà la (101). Queste tre nuove facce, a due a due, determinano tre nuove zone, segnate tratteggiate nella fig. 15, e cioè [101.011], [110.101], [110.011]; e così non solo all'intersezione tra [101.011] e [100.010] si ha la faccia (1$\bar{1}$0), e all'intersezione tra [1$\bar{1}$0.001] e [010.111] la (1$\bar{1}$1), ma anche altre facce non presenti nel cristallo della fig. 14: e così (211) all'incrocio tra [100.111] e [110.101]; (121) all'incrocio tra [010.111] e [110.011], etc. Ulteriormente poi (210) all'intersezione tra [100.010] e [001.211]; e via di questo passo, per modo da ottenere così tutte le infinite facce possibili nella fluorite.

Questa derivazione è tanto più comoda in quanto gli indici di una faccia appartenente a due zone possono con tutta facilità ricavarsi dai simboli delle due coppie di facce determinanti le due zone.

Siano $h\ k\ l$, $h'\ k'\ l'$ i simboli di due facce $H\ K\ L$, $H'\ K'\ L'$ (fig. 16), le quali con la loro intersezione determinano una zona. Spostiamo parallelamente a sè stessa, come è in nostra facoltà di fare, la $H'\ K'\ L'$ fin che essa abbia in comune con $H\ K\ L$ la intersezione sull'asse z; i loro rapporti parametrici saranno dunque

$$O\ H : O\ K : O\ L$$

e

$$O\ H' : O\ K' : O\ L;$$

la loro intersezione sarà $L\ D$. Se da O, origine degli

(1) Le *parentesi quadre* si usano per designare le *zone*, e gli spigoli che ne sono gli assi.

Digitized by Google

assi, tiriamo $O\,Q$, parallela ad $L\,D$, la direzione di questa retta, cioè dell'asse della zona tra le due facce, può essere determinata mediante i rapporti tra le coordinate di un suo punto qualunque Q. Infatti da Q tirando le parallele agli assi, in modo da costruire il parallelepipedo $Q\,R\,W\,S\,D\,U\,O\,V$, la direzione

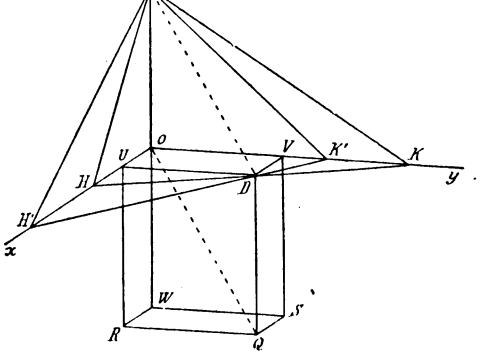


Fig. 16.

della sua diagonale $O\,Q$ è determinata dai rapporti fra i tre lati $O\,U : O\,V : OW$. Ma, come sarebbe facile dimostrare, questi valori possono essere semplicemente espressi in funzione del rapporto parametrico fondamentale del cristallo $a : b : c$, e degli indici delle due facce, nel modo seguente:

$$(1)\quad O\,U : O\,V : O\,W = (k\,l' - k'\,l)\,a : (l\,h' - l'\,h)\,b : \\ : (h\,k' - h'\,k)\,c,$$

Digitized by Google

che per semplicità si scrive

$$u\ a : v\ b : w\ c,$$

chiamandosi i tre numeri u, v, w, i tre *indici dello spigolo*, e *simbolo dello spigolo*, ossia della zona, il loro insieme, chiuso tra parentesi quadra $[u\ v\ w]$.

I tre indici dello spigolo, u v, w, si ottengono con tutta facilità dai simboli delle due fácce, mediante le operazioni indicate nella (1) e rappresentate per maggiore comodità nello schema seguente: si scrivono uno sotto l'altro, due volte di seguito, i simboli delle due facce, ed eliminando la prima e l'ultima colonna, si risolvono i tre determinanti di secondo ordine formati dalle quattro colonne rimaste, così:

$$(2)\qquad \begin{array}{cccccc|c} h & & k & l & h & k & l \\ h' & & k' & l' & h' & k' & l' \\ \hline \multicolumn{6}{c}{(kl'-k'l),\ (lh'-l'h),\ (hk'-h'k)} \\ \multicolumn{6}{c}{= u \qquad = v \qquad = w} \end{array}$$

Evidentemente, poi che u, v, w si ottengono per moltiplicazione e sottrazione di numeri interi, saranno essi pure numeri interi; cioè *i rapporti fra i tre indici di uno spigolo sono razionali*, come quelli fra i tre indici di una faccia.

Per ottenere poi il simbolo di una faccia $(m\ n\ p)$ appartenente a due zone, cioè parallela a due spigoli $[u\ v\ w]$, $[u'\ v'\ w']$, basta comporre questi due simboli in uno schema analogo al (2):

$$\begin{array}{cccccc|c} u & & v & w & u & v & w \\ u' & & v' & w' & u' & v' & w' \\ \hline \multicolumn{6}{c}{(vw'-v'w),\ (wu'-w'u),\ (uv'-u'v)} \\ \multicolumn{6}{c}{= m \qquad = n \qquad = p} \end{array}$$

È pertanto evidente che *una faccia appartenente a*

Digitized by Google

due zone avrà sempre indici interi: essa cioè sarà, in ogni caso, una faccia possibile del cristallo.

Non sarà inutile, finalmente, indicare la condizione necessaria e sufficente perchè una faccia $(h\ k\ l)$ appartenga ad una zona $[u\ v\ w]$; perchè ciò si avveri bisogna che sia soddisfatta la condizione

$$h\ u + k\ v + l\ w = o.$$

Si capisce senza sforzo, dal pochissimo che su tale argomento abbiamo voluto esporre, quale e quanta sia nella cristallografia pratica l'importanza della osservazione delle zone, e come sia comoda la projezione stereografica, che del collegamento zonale fra tutte le facce di un cristallo ci dà un'idea sinottica, chiarissima e completa.

§ 8. — *Calcolo delle costanti.*

Non è un manualetto elementare come questo il luogo di esporre particolareggiatamente i metodi che si impiegano nel calcolo dei cristalli; ma credo possa essere utile indicare, almeno in modo affatto sommario, come si possa, partendo dai risultati delle osservazioni goniometriche, determinare le *costanti* di una sostanza cristallizzata: si intendono sotto questo nome, come già sappiamo, le cinque incognite fondamentali, rappresentate dai tre angoli tra gli assi, α, β e γ, e dai rapporti tra i parametri fondamentali $\frac{a}{b}$, $\frac{c}{b}$.

Sia il caso generale, di una faccia qualunque *H K L*, di simbolo $(h\ k\ l)$ (fig. 17). Da *O*, vertice del triedro formato dai piani degli assi, si abbassi la perpendi-

Digitized by Google

colare al piano $H\ K\ L$, e sia P il piede di tale perpendicolare. Conducendo le $H\ P$, $K\ P$, $L\ P$, avremo tre triangoli $O\ H\ P$, $O\ K\ P$, $O\ L\ P$, tutti rettangoli in P. Indicando con Px, Py, Pz gli angoli POx, POy, POz, avremo dunque:

$$\frac{O\,P}{O\,H} = \cos\ Px; \quad \frac{O\,P}{O\,K} = \cos\ Py; \quad \frac{O\,P}{O\,L} = \cos Pz,$$

da cui si ricava:

$$O\,P = O\,H \cos Px = O\,K \cos Py = O\,L \cos Pz.$$

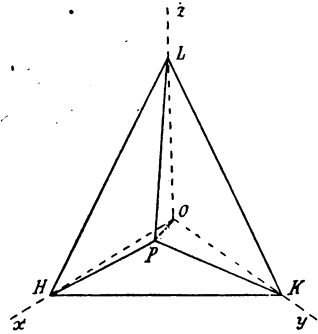


Fig. 17.

Ma noi sappiamo che, essendo a, b, c i parametri fondamentali, si può scrivere

$$OH = \frac{a}{h}; \quad OK = \frac{b}{k}; \quad OL = \frac{c}{l};$$

e perciò

$$\frac{a}{h} \cos\ Px = \frac{b}{k} \cos\ Py = \frac{c}{l} \cos Pz,$$

Digitized by Google

equazione che ci dà precisamente le relazioni desiderate fra i parametri fondamentali, gli indici di una faccia, e i coseni di direzione della sua normale.

Questa equazione può perfettamente servire per la determinazione del rapporto parametrico fondamentale; qualora la faccia considerata si assuma come faccia fondamentale (111), si ha

$$\frac{a}{b} = \frac{\cos Py}{\cos Px}; \qquad \frac{c}{b} = \frac{\cos Py}{\cos Pz}.$$

Il calcolo delle costanti si fa però, ordinariamente,

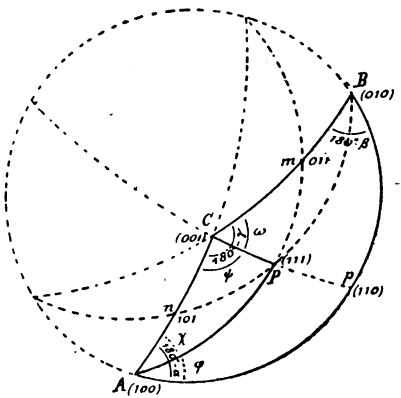


Fig. 18.

servendosi della proiezione stereografica, senza bisogno di determinare gli angoli della normale alla faccia fondamentale coi tre spigoli scelti per assi.

Sia nella fig. 18 la proiezione di un cristallo qualunque, scelto, per rappresentare il caso generale,

Digitized by Google

tra quelli nei quali i tre angoli fra gli assi sono diversi tra di loro e diversi da 90°, e la faccia fondamentale taglia su questi assi tre segmenti diversi. Per determinare le cinque incognite desiderate avremo naturalmente bisogno di *cinque valori angolari tra di loro indipendenti*. Scegliamo come piani degli assi le tre facce *A*, *B* e *C*; sia cioè lo spigolo *C B* l'asse *x*, lo spigolo *A C* l'asse *y*, e lo spigolo *A B* l'asse *z*; e si assuma come faccia fondamentale la faccia *P*, la quale, essendo fuori delle tre zone parallele agli assi, taglia tutti e tre questi a distanze finite. La projezione stereografica sia fatta sul piano normale all'asse *z*, cioè nel piano del circolo massimo corrispondente alla zona *A B*. Naturalmente, il simbolo di *A* sarà (100), quello di *B* (010), quello di *C* (001), quello di *P* (111). Le tre facce *m*, *n*, *p*, parallele una all'asse *x*, una a *y* e l'altra a *z*, appartenendo ciascuna a due zone, avranno determinati i loro simboli (v. pagina 38), che saranno rispettivamente (011), (101), (110).

Supponendo di aver misurato tutti gli angoli tra queste facce, per il calcolo delle costanti potremo opportunamente scegliere i cinque seguenti:

$$A \wedge B \quad B \wedge C; \quad A \wedge C; \quad P \wedge A; \quad P \wedge C,$$

che sono tra di loro perfettamente indipendenti.

Per quanto riguarda gli angoli tra gli assi, basta ricordare che nel triangolo sferico *A B C* i piani degli archi di circolo massimo che ne formano i lati sono normali ai tre spigoli scelti per assi; di questo triangolo è dunque polare quello formato dalle emergenze di *x*, *y* e *z*; gli angoli tra questi, in altre parole, sono supplementari degli angoli del triangolo sferico *A B C*: sarà cioè l'angolo in $A = 180° - \alpha$, l'angolo in $B = 180° - \beta$, e l'angolo in $C = 180° - \gamma$. È poi che nel triangolo *A B C* conosciamo i tre lati,

Digitized by Google

ne calcoleremo gli angoli, servendoci della nota formula calcolabile per logaritmi:

$$\operatorname{sen} \frac{1}{2} a = \sqrt{\frac{\operatorname{sen} (S - B) \ \operatorname{sen} (S - C)}{\operatorname{sen} B \ \operatorname{sen} C}},$$

dove

$$S = \frac{A + B + C}{2}.$$

Possiamo così costruire la croce assiale (fig. 19) nella quale, come sappiamo, il piano $y\ z$ è la faccia (100).

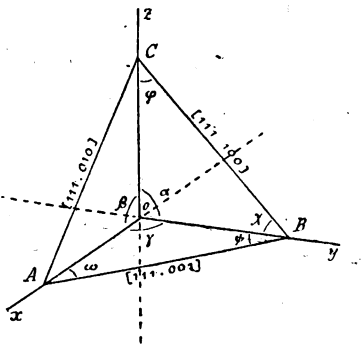


Fig. 19.

$x\ z = (010)$, e $x\ y = (001)$. È ora da determinare il rapporto tra i parametri della faccia P, cioè $a : 1 : c$.

Confrontando la fig. 19 con la projezione stereografica della figura precedente, e ricordando che ad ogni spigolo della detta figura corrisponde un arco di circolo massimo nella projezione, è agevole riconoscere la corrispondenza fra gli angoli φ, χ, ψ, e ω nell'una e nell'altra figura. Ora, nel triangolo sferico

Digitized by Google

A C P conosciamo i tre lati, essendo essi appunto tre degli angoli dati; con la formola precedente potremo dunque calcolare χ e ψ; φ e ω si ottengono per differenza. Non resta che risolvere (fig. 19) i due triangoli piani : *AOB*, che ci darà $OA = a$, essendo assunto $OB = b = 1$; e *BOC*, che darà $OC = c$; avremo:

$$a = \frac{\operatorname{sen} \psi}{\operatorname{sen} \omega}; \qquad c = \frac{\operatorname{sen} \chi}{\operatorname{sen} \varphi}.$$

Ognuno vede che altrettanto facile sarebbe la risoluzione del problema se, invece degli angoli che la faccia *P* (fig. 18) fa con *A* e *C*, fossero dati quelli che fa con *A* e *B*, o con *B* e *C*, oppure se in luogo di questi si scegliessero gli angoli che coi piani degli assi fanno due delle facce *m*, *n*, *p*. In generale si possono scegliere cinque angoli qualunque, pur che indipendenti, e presi tra quelli misurati con maggior precisione, in modo da poter arrivare a calcolare gli elementi del tetraedro fondamentale (100) (010) (001) (111): qualche volta è necessario procedere alla risoluzione di un certo numero di triangoli sferici, ma si tratta di problemi semplici di trigonometria sferica, sempre facilmente solubili, specialmente con l'aiuto della projezione stereografica.

Quando gli assi siano tra loro ortogonali, il problema diventa di una semplicità straordinaria; evidentemente l'angolo χ diventa eguale al valore del diedro (001) $\wedge$ (011), e φ ne è il complemento; in modo analogo, ψ è uguale al valore del diedro (100) $\wedge$ $\wedge$ (110), e ω è il suo complemento. Avremo quindi senz'altro:

$$a = \frac{\operatorname{sen} \psi}{\cos \psi} = \operatorname{tang} (100).(110);$$

$$c = \frac{\operatorname{sen} \chi}{\cos \chi} = \operatorname{tang} (001).(011).$$

Digitized by Google

§ 9. — *Simmetria. Forme semplici e combinazioni. Piani, assi e centro di simmetria.*

Con la conoscenza della legge fondamentale noi non abbiamo tuttavia esaurito il compito nostro, relativo allo studio morfologico dei cristalli. Chi esamini il cristallo di fluorite della fig. 20 (cfr. anche quello della fig. 14 che non ne differisce sensibilmente per lo sviluppo delle facce) si accorge facilmente che in esso, benchè ridotto a modello, si presentano tre diversi tipi di facce. Le une, in forma di triangoli equilateri troncati ai vertici, sono in numero di otto, e sono quelle parallelamente alle quali si ha facile e perfetta sfaldabilità; altre sei, a contorno ottagono, troncano i vertici dell'ottaedro formato dalle prime otto, e non è difficile vedere che, prese da sole, costituirebbero un cubo; finalmente se ne vedono dodici rettangolari allungate, che troncano gli spigoli dell'ottaedro; sviluppate a sè, esse costituirebbero un dodecaedro regolare a facce rombe. Ora, mentre fra le otto facce dell'ottaedro esiste un legame di necessaria coesistenza e di equivalenza, e mentre altrettanto si può dire del legame che unisce tra loro le sei facce del cubo, o rispettivamente le dodici del rombododecaedro, nessun legame di equivalenza o di necessaria coesistenza si ha, per es. tra le facce di cubo e quelle di ottaedro, potendosi osservare nella fluorite anche cristalli semplicemente cubici, e altri sem-

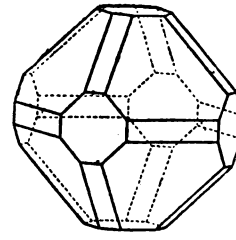


Fig. 20.

Digitized by Google

plicemente ottaedrici. La equivalenza tra le facce di ottaedro è dimostrata per es. dal fatto che la sfaldabilità si osserva egualmente facile parallelamente ad ognuna di esse; la necessaria coesistenza dal fatto che se in un cristallo di fluorite si osserva una faccia di ottaedro, saranno in esso presenti anche le altre sette, salvo, si intende, il caso di cristalli rotti, o incompleti, e gli effetti degli eventuali disturbi portati durante o dopo l'accrescimento da cause esterne, accidentali. *Forma semplice* si chiama in un cristallo l'insieme di tutte le facce equivalenti e necessariamente coesistenti. Analogamente costituiranno dunque una forma semplice le sei facce del cubo e le dodici del rombododecaedro. Il cristallo della fig. 20 sarà pertanto da definirsi una *combinazione* delle tre forme semplici: cubo, ottaedro, rombododecaedro.

La legge che regola il numero e la disposizione delle facce di una forma semplice è la *legge di simmetria*; la sua perfetta conoscenza non è, per lo studio dei poliedri cristallini, meno essenziale di quanto sia la legge di razionalità degli indici.

Gli *elementi di simmetria* che può presentare un cristallo (e per semplificare la trattazione supponiamo sempre di aver che fare con cristalli ridotti a *modello*, nei quali cioè tutte le facce di una stessa forma semplice siano trasportate ad egual distanza dal centro) sono di tre specie: piani, assi e centro di simmetria.

Piano di simmetria è quel piano, passante per il centro, che divide il cristallo in due metà specularmente simmetriche. Nel cubo della fig. 21 ognuno dei tre piani paralleli alle tre coppie di facce, piani le cui tracce punteggiate sono segnate rispettivamente con 1, 2 e 3, divide infatti il solido in due parti tali, che possono dirsi specularmente simmetriche rispetto ad

Digitized by Google

esso, considerato come dotato di proprietà riflettenti; sopprimendo, cioè, una delle metà, l'immagine speculare della metà conservata ricopre nello spazio il posto occupato dalla prima.

In altri termini, si può dire che tutte le normali al piano di simmetria incontrano ad egual distanza, a destra ed a sinistra, la superfice del solido.

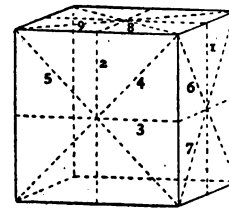


Fig. 21.

Analogamente nel cubo sono piani di simmetria i sei le cui tracce sono segnate coi numeri da 4 a 9, e che comprendono, ognuno, due diagonali di facce parallele e due spigoli pur paralleli. Questi sei piani sono tra loro equivalenti, cioè sostituibili senza cambiare la posizione del solido nello spazio, e sono paralleli alle facce del rombododecaedro, così come i tre primi sono equivalenti fra loro, e paralleli alle facce del cubo.

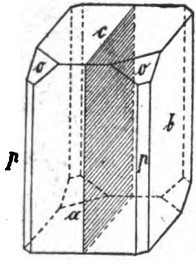


Fig 22.

Un piano di simmetria si indica con P; quelli non equivalenti rispettivamente con P', P'' ecc.; quelli equivalenti possono essere riuniti in gruppo, facendoli precedere da una cifra che ne indichi il numero. Così noi diremo che il cubo possiede nove piani di simmetria, e precisamente $3P$, $6P'$.

Un solo P (segnato con fitto tratteggio) possiede invece il cristallo della fig. 22; la simmetria speculare della metà destra e della sinistra del solido rispetto a tale piano si rileva chiaramente dalla ispezione del disegno.

Digitized by Google

Asse di simmetria, o *gira*, dicesi una retta intorno alla quale facendo ruotare il cristallo di $\frac{360^o}{n}$, o di un numero intero qualunque di volte k $\frac{360^o}{n}$, il cristallo *viene in posizione di ricoprimento*; ossia va ad occupare una posizione che per nulla può distinguersi da quella che aveva prima della rotazione.

Se supponiamo che il cubo della fig. 23 ruoti in-

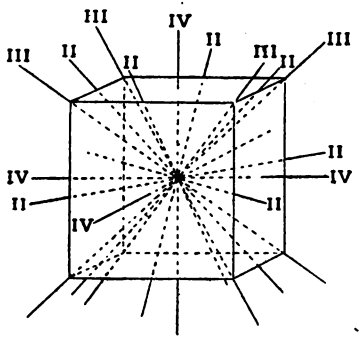


Fig. 23.

torno all'asse verticale segnato IV, normale alle due facce poste orizzontalmente, è chiaro che dopo un giro di 90°, ossia $\frac{360^o}{4}$, o di un numero intero di volte 90°, come 180°, 270°, ecc., *periodicamente* di 90° in 90° esso viene in posizione di ricoprimento, perchè ad ogni faccia si sostituisce una faccia equivalente nella stessa posizione, ad ogni spigolo uno spigolo, ad ogni vertice un vertice equivalente. Diremo perciò che quella retta è un asse di simmetria;

Digitized by Google

il numero 4, che ci dà nel caso speciale il valore di n, è quello che caratterizza il *periodo dell'asse*, il quale sarà perciò definito un *asse di simmetria quaternaria*, ossia a periodo 4, o *tetragira*. Anche le altre due rette normali alle altre due coppie di facce sono nel cubo assi di simmetria quaternaria; e poi che queste tre rette sono tra loro equivalenti (due si scambiano tra loro per rotazione di 90° intorno alla terza) e un asse di simmetria a periodo n si indica con A_n, noi diremo che il cubo possiede 3 A_4.

Le diagonali del cubo sono evidentemente assi a periodo 3, ossia *trigire*; il solido si ricopre infatti per rotazione di $\frac{360°}{3} = 120°$, e periodicamente di 120° in 120°, per rotazione intorno ad una qualunque di esse. Nella nostra figura esse sono distinte con III; e poi che sono equivalenti, il gruppo da esse formato si simboleggia con 4 A_3.

Un giro di $\frac{360°}{2}$, ossia di 180°, bisogna far fare invece al cubo, per averne il ricoprimento, intorno ad una delle sei rette equivalenti che nella figura sono segnate con II, e che congiungono il punto di mezzo di uno spigolo col punto di mezzo dello spigolo diagonalmente opposto e parallelo. Il cubo possiede dunque anche sei *digire*, od assi di simmetria binaria, cioè 6 A_2; complessivamente dunque: 3 A_4. 4 A_3 . 6 A_2.

Nei cristalli non si osservano se non assi di simmetria binaria, ternaria, quaternaria o senaria, ossia a periodo 2, 3, 4 o 6 (*digire*, *trigire*, *tetragire*, *esagire*); nè con la legge di razionalità degli indici sono compatibili altre specie di assi di simmetria, come sarebbe facile dimostrare. Quindi il pentagonododecaedro regolare, con 12 facce pentagonali regolari, e

Digitized by Google

l'icosaedro regolare, con 20 facce triangolari equilatere, poliedri notissimi al geometra, non sono solidi possibili in cristallografia, come quelli che possiedono assi di simmetria quinaria, a periodo 5 (*pentagire*).

Centro di simmetria possiede un cristallo quando sia ricopribile per *inversione*, operazione che consiste nel trasportare tutte le facce al di là dell'origine, moltiplicandone i parametri per — 1; è evidente che il ricoprimento avverrà solo quando ogni faccia possa così scambiarsi con un'altra equivalente e necessariamente coesistente; e perciò si può anche dire che un cristallo possiede centro di simmetria quando le sue facce siano a due a due parallele ed equivalenti. Il simbolo di questo elemento di simmetria è *C*.

Ad un altro tipo di elementi di simmetria dovremo pur fare un rapido accenno: e cioè agli *assi di simmetria composta*, o *giroidi*. Si dice che un cristallo ha un asse di simmetria composta n^{aria}, ossia una *n-giroide*, quando esso può venire in posizione di ricoprimento mediante rotazione di $\frac{360^o}{n}$, seguita da una riflessione speculare rispetto ad un piano normale a detto asse. Se nella fig. 24 consideriamo il tetraedro di sinistra, e supponiamo di farlo ruotare di 90° intorno ad uno qualunque dei tre assi di simmetria binaria che vanno dal punto di mezzo di uno spigolo al punto di mezzo dello spigolo opposto, e sono nella figura segnati con frecce, noi avremo che questo solido prenderà nello spazio una orientazione affatto identica a quella del tetraedro che vediamo a destra nella stessa figura. È però anche evidente che i due tetraedri sono simmetrici rispetto per es. ad un piano verticale normale all'asse binario orizzontale che li congiunge; cioè la riflessione speculare rispetto a questo piano fa ritornare il tetraedro nella orientazione primitiva; se il piano riflettente pas-

Digitized by Google

sasse per il centro del solido, si avrebbe così, con questa duplice operazione, il ricoprimento. Noi di-

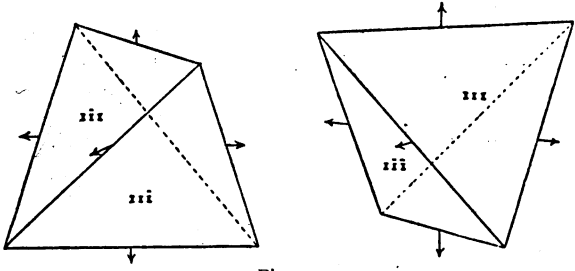


Fig. 24.

ciamo dunque che le tre rette prima designate sono, nel tetraedro regolare, assi di simmetria binaria semplice, quaternaria composta; ossia che il tetraedro possiede tre *tetragiroidi*: $3\,A_2(_4)$.

In un romboedro, parallelepipedo obliquangolo avente sei diedri uguali, tre dei quali concorrenti ad un vertice, e tre al vertice opposto, l'asse che congiunge i detti due vertici è un A_3. Ma esso è anche una esagiroide $A_3(_6)$, come si rileva dalla fig. 25, che mostra due romboedri di forma uguale, dei quali uno è girato di 60° rispetto all'altro, e permette di constatare la posizione simmetrica dei due solidi rispetto al piano orizzontale, normale alla esagiroide.

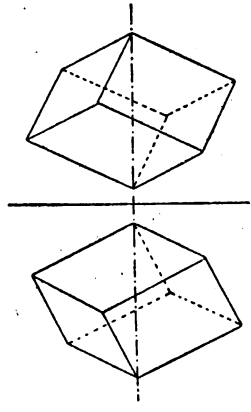


Fig. 25.

Anche le quattro diagonali del cubo sono $A_3(_6)$.

§ 10. — *Grado di simmetria. Simbolo della forma semplice.*

L'insieme degli elementi (piani, assi, centro) di simmetria che un cristallo possiede determina quello che si chiama il *grado di simmetria* di tale cristallo; così il grado di simmetria del cubo è dato, a quanto già abbiamo potuto vedere, da $3\,A_4 \,.\, 4\,A_3 .\; 6\,A_2 .\; 3\,P .\; 6\,P' .\; C$. Questo insieme è perfettamente sufficente a determinare quale sia la forma semplice che risulta dalla esistenza di un determinato tipo di faccia; cioè quante, e come disposte, siano le facce equivalenti e necessariamente coesistenti con una qualunque data. Questo numero e questa disposizione varieranno naturalmente non solo col grado di simmetria, ma con la orientazione della faccia data rispetto agli elementi di simmetria. È chiaro per es. che, dato il grado di simmetria del cubo quale lo abbiamo già determinato, ad una faccia normale ad uno degli A_4 dovranno coesisterne altre cinque, disposte in modo da formare precisamente il cubo; ad una faccia normale ad uno degli A_3, cioè tale da troncare regolarmente i vertici del cubo, le cui diagonali sono precisamente gli A_3, dovranno coesisterne altre sette, in modo che nel loro complesso queste otto costituiscano l'ottaedro regolare; e ad una faccia normale ad un A_2, cioè tale da troncare simmetricamente uno dei dodici spigoli del cubo, dovranno coesisterne altre undici, per modo che tutte e dodici insieme formino il rombododecaedro. Nella combinazione della fig. 20 noi potremo trovare tutti i tredici assi, i nove piani e il centro di simmetria che abbiamo imparato a conoscere nel cubo come forma semplice.

Supponendo invece che, sempre nella fluorite, la

Digitized by Google

faccia considerata sia obliqua su tutti gli assi e i piani di simmetria, cioè che tagli tre segmenti disuguali e finiti sui tre spigoli del cubo concorrenti in un vertice, assunti come assi di riferimento, il complesso degli elementi di simmetria sopra esposti esigerà che alla faccia data ne coesistano altre 47, e la forma semplice che ne deriva è quella a 48 facce, nota sotto il nome di esacisottaedro, effigiata nella fig. 26, nella quale noi vediamo ben nettamente come gli spigoli medi B siano le tracce dei $3/P$, gli spigoli corti C e i lunghi A siano quelle dei 6 P', e come dai vertici ad otto facce escano gli A_4, dai vertici a sei facce gli A_3, da quelli a quattro facce gli A_2. Data l'esistenza di una faccia di tale forma, gli elementi di simmetria vogliono cioè, come è facile convincersi ragionando sulla figura, tutto quell'insieme simmetrico di 48 facce triangolari scalene, che costituisce appunto la forma semplice detta esacisottaedro.

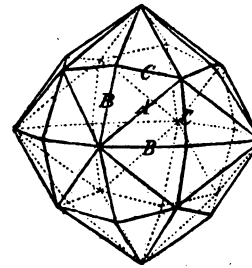


Fig. 26.

È naturale che di questo si profitti per semplificare la simboleggiatura delle facce, poi che, noto il grado di simmetria, data la posizione di una faccia, agevolmente se ne desume quale debba essere la forma semplice che ne risulta, e perciò il simbolo di una faccia qualunque può essere assunto a rappresentare tutta la forma semplice; basta convenire che a tale scopo il simbolo della faccia sia racchiuso tra parentesi speciale. Nei cristalli come quello della fig. 26 p. es. (hkl) sarà il simbolo di una faccia, mentre $\{hkl\}$ sarà il *simbolo della forma semplice*

Digitized by Google

da tale faccia derivabile, dato il grado di simmetria del cristallo.

Perchè questo sistema riesca pratico, come del resto anche perchè i simboli delle facce riescano il più possibile semplici, bisogna che la scelta degli assi di riferimento sia fatta in modo opportuno. Teoricamente, per la legge di Haüy, si può scegliere come croce assiale qualunque terna di spigoli concorrenti in un vertice; ma in pratica giova tener conto strettissimo della simmetria, e far sì che la croce assiale sia disposta simmetricamente rispetto appunto agli elementi di simmetria del cristallo. Talune volte, quando manchino spigoli reali a ciò adatti, si possono scegliere anche spigoli possibili, ricordando che tutti gli assi di simmetria di un cristallo sono sempre spigoli possibili di esso, così come i piani di simmetria ne sono facce possibili.

Nel cristallo di fluorite della fig. 20, per es., è troppo evidente la convenienza di assumere per assi coordinati i 3 A_4, che sono poi gli spigoli del cubo trasportati all'origine; e come faccia fondamentale la faccia anteriore superiore destra di ottaedro, che taglia tre segmenti eguali e positivi sui tre assi. Così appunto abbiamo fatto, trattando del legame zonale, nel cristallo della fig. 14, a pag. 35. Nel caso della fluorite dunque il rapporto parametrico fondamentale è $OA : OB : OC = 1 : 1 : 1$; data questa eccezionale semplicità, per ogni faccia del cristallo gli indici saranno le reciproche dei parametri, essendo

$$h : k : l = \frac{1}{OH} : \frac{1}{OK} : \frac{1}{OL}.$$

I simboli delle facce del cubo saranno allora (100), (010), (001), ($\bar{1}$00), (0$\bar{1}$0), (00$\bar{1}$), ma il simbolo di

Digitized by Google

tutta la forma potrà essere scritto {100}; i simboli delle quattro facce anteriori dell'ottaedro saranno (111) per la fondamentale, ($1\bar{1}1$) per la superiore sinistra, ($11\bar{1}$) per la inferiore destra, ($1\bar{1}\bar{1}$) per la inferiore sinistra, e rispettivamente ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), ($\bar{1}1\bar{1}$), ($\bar{1}\bar{1}1$), ($\bar{1}1\bar{1}$) per le parallele posteriori: ma il simbolo della forma si potrà scrivere {111}. Quanto alle dodici facce del rombododecaedro, ognuna delle quali è parallela ad un asse, e taglia gli altri due ad uguali distanze, esse avranno i simboli (110), ($1\bar{1}0$), ($\bar{1}10$), ($\bar{1}\bar{1}0$) per le quattro parallele a z, (101), ($10\bar{1}$), ($\bar{1}01$), ($\bar{1}0\bar{1}$) per quelle parallele a y, e (011), ($0\bar{1}1$), ($01\bar{1}$), ($0\bar{1}\bar{1}$) per quelle parallele a x; scegliendo a rappresentare la forma la faccia che tronca lo spigolo fra le due (100) e (010) del cubo, potremo scrivere il simbolo del rombododecaedro {110}.

Così nell'esacisottaedro della fig. 26, forma che pure può trovarsi, semplice o combinata, nei cristalli di fluorite, essendo diversi tra loro i segmenti tagliati da una faccia sui tre assi, e precisamente stando questi parametri fra loro come $\frac{1}{3} : \frac{1}{2} : 1$, i simboli delle sei facce dell'ottante anteriore superiore destro, cioè delle sei che intercettano segmenti positivi su tutti e tre gli assi, saranno rispettivamente (321), (312), (213), (123), (132), (231); con i relativi segni negativi sopra uno, due, o tutti e tre gli assi, si avranno da questi i simboli delle facce degli altri sette ottanti, essendo appunto le facce simmetriche rispetto alla croce assiale: e così ($3\bar{2}1$), ($3\bar{1}2$), ($2\bar{1}3$), ($1\bar{2}3$), ($1\bar{3}2$), ($23\bar{1}$) per le facce dell'ottante superiore anteriore sinistro, che incontrano l'estremità negativa di y, e via dicendo. Ma il simbolo della forma potrà essere con tutta semplicità scritto {321}, intendendosi con esso rappresentare tutte le 48 facce equivalenti e necessariamente coesistenti che costituiscono l'esacisottaedro.

Digitized by Google

Il simbolo vale dunque a definire completamente la forma semplice, qualora del cristallo siano conosciuti le costanti e il grado di simmetria.

§ 11. — *Simmetria e singonia. Caratteri delle facce. Corrosione. Piroelettricità.*

Per quanto riguarda la simmetria, i cristalli non vanno considerati come dei poliedri geometrici, puramente e semplicemente: noi non dobbiamo dimenticare che, nonostante la importanza della forma poliedrica esterna, questa non definisce se non molto incompletamente il cristallo, del quale veramente essenziali sono la fina struttura interna, cioè l'assettamento regolare delle particelle che lo costituiscono, e la anisotropia fisica che ne deriva. Per definire quindi il grado di simmetria di un cristallo gioverà tener conto anche dei caratteri delle facce, e di quelle proprietà fisiche le quali, per la loro più evidente variabilità con la direzione, meglio si prestino a stabilire se due facce, o due direzioni, in un cristallo, siano o no tra di loro equivalenti.

Quanto alla equivalenza delle facce, basterebbe l'esempio del cristallo di blenda (Zn S) della fig. 27. Dal punto di vista strettamente geometrico tale cristallo può definirsi un ottaedro regolare, come quello che abbiamo imparato a conoscere nella fluorite; ma l'esame più minuto dei caratteri delle facce dimostra che queste sono solo alternativamente equivalenti, essendo quattro di esse brillanti e lisce, e le altre quattro, alterne con le prime, un poco appannate e quasi scabre. Per confortare tale osservazione, basta tuffare per pochi momenti il cristallo nell'acido cloridrico concentrato, caldo; si vedrà che quattro facce sono tosto profondamente corrose, fino a di-

Digitized by Google

ventare opache come il velluto, mentre le altre quattro, alterne con le prime, sono assai meno attaccate, e restano lucide e brillanti; si tratta dunque evidentemente non di una forma semplice, ma della combinazione di due forme diverse, e precisamente della combinazione dei due tetraedri, di diversa orientazione, rappresentati più indietro nella fig. 24. Benchè la forma geometrica di questi due solidi sia identica, e morfologicamente essi non differiscano che per la orientazione, potendo l'uno prendere il posto

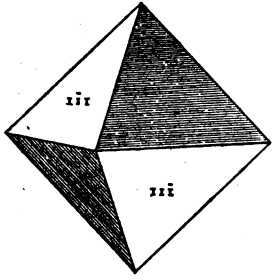


Fig. 27.

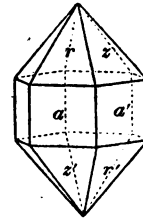


Fig. 28.

dell'altro per rotazione di 90° intorno ad un A_2, essi sono ben lungi dall'essere equivalenti, e hanno un diverso valore cristallografico, come dimostra la diversa resistenza delle loro facce agli agenti chimici.

Analogamente, nel cristallo di quarzo della fig. 28, mentre le sei facce *a* sono tra loro equivalenti, e costituiscono una forma semplice detta *prisma esagono*, errerebbe chi credesse che le dodici segnate *r* e *z* formassero veramente una *doppia piramide esagona* regolare, come si dovrebbe dire da un punto di vista strettamente geometrico, essendo l'angolo diedro *a r* perfettamente eguale al diedro *a' z*. In-

Digitized by Google

fatti, una rapida e leggera corrosione con acido fluoridrico dimostra che all'azione di questo reagente le facce *r* resistono molto di più, conservandosi brillanti, mentre basta un attacco di pochi secondi per corrodere sensibilmente e appannare le facce *z*; l'apparente bipiramide esagona non è dunque una forma semplice, essendo equivalenti solo le facce tra loro alterne, ma una combinazione di due *romboedri*, identici per forma geometrica, ma differenti tra loro per orientazione e per proprietà fisiche. L'asse verticale, che dal punto di vista esclusivamente geometrico sembra un A_6, è perciò, cristallograficamente, soltanto un A_3.

La simmetria puramente geometrica, o *singonia* (data cioè da uguaglianza di valori angolari), non deve dunque trarre in errore il cristallografo, il quale del cristallo deve indagare la vera *simmetria* fisica.

Nè a questo basta, come abbiamo già notato, la constatazione della equivalenza delle diverse facce; bisogna studiare anche la equivalenza delle diverse direzioni sopra una stessa faccia.

Prendiamo in esame dapprima il cristallo di pirite della fig. 29. Come facilmente si rileva, le facce di tale cubo sono coperte di sottili striature, le quali decorrono parallelamente ad una coppia di spigoli, ossia a due dei lati del quadrato, ma non agli altri due; e sopra ciascuna faccia son disposte per modo da essere normali a quelle delle facce adiacenti. Questa striatura *triglifa* della pirite ci avverte non essere fisicamente equivalenti sopra una faccia le due direzioni parallele ad una od all'altra coppia di spigoli; ed è evidente che gli assi normali alle facce di cubo sono qui binari e non quaternari, perchè con un giro di 180° si ha ricoprimento, ma con un giro di 90° si scambia una faccia a striatura verticale con una a striatura orizzontale; e mentre le diago-

Digitized by Google

nali del cubo sono ancora A_3, non sono più assi di simmetria le sei rette congiungenti i punti di mezzo di due spigoli paralleli diagonalmente opposti. Analogamente si rileva che esistono ancora i tre piani di simmetria paralleli alle facce del cubo, mentre non sono più tali quelli diagonali paralleli alle facce di rombododecaedro, perchè dalle due parti di ognuno di essi la striatura sulle due facce non è disposta simmetricamente. Il centro di simmetria è invece conservato, perchè su due facce parallele la striatura è parallela, e avviene perfetto ricoprimento per inversione. Dalla considerazione della striatura triglifa del cubo di pirite noi dobbiamo dunque concludere che, quantunque la sua singonia sia la stessa del cubo di fluorite, e in genere del cubo regolare, il suo grado di simmetria è ben più basso, ed è dato precisamente da $3\ P . 3\ A_2 . 4\ A_3 . C$.

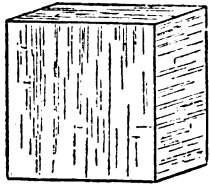


Fig. 29.

Un sussidio validissimo nella determinazione del vero grado di simmetria in quei cristalli, assai numerosi, nei quali la singonia è di grado più elevato della simmetria fisica, si ha nello studio delle *figure di corrosione*. Facendo agire con prudenza sulle facce dei cristalli dei mezzi dissolventi, siano questi semplicemente dei solventi propriamente detti, come l'acqua, o sostanze capaci di reagire energicamente con quella che forma il cristallo, in modo da produrne un parziale dissolvimento alla superfice, si osserva che questa si ricopre d'una gran quantità di piccoli incavi, o fossette, aventi un contorno poligonale, perchè formati da un complesso di facce rientranti

Digitized by Google

più o meno nitide. L'importanza di queste figure di corrosione viene da ciò, che per la loro forma e per il loro orientamento sulla faccia del cristallo esse corrispondono generalmente al vero grado di simmetria di questo, anche quando la singonia ne sia più elevata. Così, mentre con acidi forti si ottengono sulla faccia di cubo della fluorite delle fossette a contorno quadrato, simmetriche rispetto ai lati e alle diagonali della faccia su cui stanno, sulla faccia del cubo della pirite si ottengono fossette a contorno rombico, la cui diagonale lunga è parallela alla striatura triglifa della faccia relativa; nel primo caso cioè le figure sono tetrasimmetriche, e nel secondo bi-simmetriche, corrispondentemente al diverso grado di simmetria che già conosciamo.

Prendendo in esame i due solidi di calcite e di apatite delle figg. 30 e 31, se ci si limitasse alla pura forma geometrica, bisognerebbe concludere che essi sono identici: la combinazione di un prisma esagono regolare con due facce di base normali all'asse del prisma. Gli elementi di simmetria geometrica sarebbero molto numerosi e complessi: A_6, $3\,A'_2$, $3\,A''_2$, P, $3\,P'$, $3\,P''$, C; ma la corrosione dimostra che i due cristalli possiedono due gradi di simmetria ben diversi tra loro e molto più bassi della singonia. Infatti, attaccando con acido cloridrico diluito il prisma della calcite (fig. 30), noi otteniamo sulla base delle figure triangolari equilatere, simmetriche rispetto alle normali ai lati dell'esagono, e sulle facce di prisma dei triangoli isosceli a lati curvi, che sopra due facce di prisma adiacenti presentano orientazione inversa; dunque l'asse verticale è ternario, il piano orizzontale non è piano di simmetria, e dei sei piani di singonia la cui intersezione comune è l'asse verticale, solo tre, quelli normali alle facce, sono piani di simmetria, mentre non lo sono quelli che comprendono gli spi-

Digitized by Google

goli laterali; e solo tre, normali ai 3 *P*, sono gli assi binari; per tal modo il vero grado di simmetria della calcite è dato da $A_3 . 3\ A'_2 . 3\ P' . C$.

Viceversa, con lo stesso acido, nel cristallo di apatite (fig. 31) si hanno: sulla base delle fossette esagone regolari, i cui lati però non sono paralleli nè ai lati della base nè alle loro diagonali; e sulle facce di prisma, delle fossette trapezie monosimmetriche, e

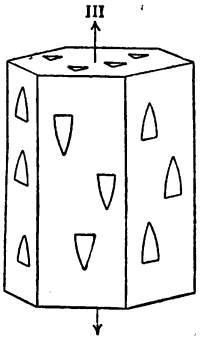


Fig. 30.

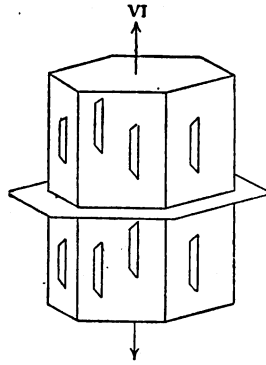


Fig. 31.

tutte rivolte dalla stessa parte. Qui, evidentemente, l'asse verticale è veramente A_6, il piano ad esso normale è piano di simmetria, come si rileva dalla figura, ed esiste pure il centro, ma non si osserva alcun altro elemento di simmetria; il grado di questa è dato da $A_6 . P . C$.

Due solidi geometricamente identici, e cristallograficamente diversi per il grado di simmetria, sono pure i due cristalli di calcite e di dolomite, delle figg. 32

Digitized by Google

e 33. L'uno e l'altro sono dei semplici romboedri, la cui singonia è data da $A_3 \,.\, 3\, A'_2 \,.\, 3\, P' \,.\, C$. Ma mentre attaccando con acido cloridrico diluito la calcite (fig. 32) si ottengono delle fossette triangolari simmetriche rispetto alla diagonale corta della faccia su cui stanno, e perciò le tre diagonali segnate punteggiate nella figura sono realmente le tracce di piani di simmetria, nella dolomite (fig. 33) le figure sono dei triangoli scaleni, a lati curvi, tutti rivolti

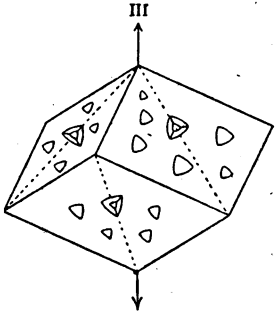


Fig. 32.

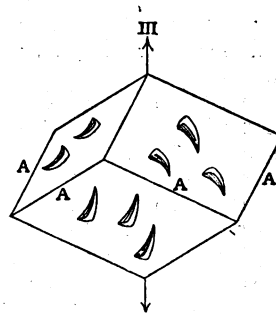


Fig. 33.

dalla stessa parte, in modo da far riconoscere che l'asse verticale è ancora A_3, e che il centro di simmetria esiste pure, ma i tre piani passanti per l'A_3 e per le diagonali corte delle facce non sono piani di simmetria. Mentre pertanto resta confermato che il vero grado di simmetria della calcite è dato da $A_3 \,.\, 3\, A'_2 \,.\, 3\, P' \,.\, C$, quello della dolomite è solo $A_3 \,.\, C$.

E gli esempi si potrebbero moltiplicare, se quanto abbiamo detto non sembrasse più che sufficente a chiarire questo concetto, di fondamentale importanza.

Digitized by Google

Ma anche ad altre proprietà fisiche si può utilmente ricorrere per questo scopo, di stabilire con esattezza il grado di simmetria d'un cristallo. Una di esse, la *piroelettricità polare*, è particolarmente preziosa quando si tratti di stabilire la *polarità* di un asse, cioè la non equivalenza di due direzioni diametralmente opposte. Nei cristalli di tormalina, dei quali può dare un'idea quello della fig. 34 a pag. 64, si rileva spesso, senza bisogno del sussidio di alcun esame fisico, una distinta diversità nella terminazione, alle due estremità dell'asse verticale di simmetria ternaria. Ma questa polarità dell'asse ternario può facilmente venire dimostrata anche quando la diversità della terminazione non sia morfologicamente molto chiara, e perfino quando il cristallo sia terminato da facce ad una sola estremità, per essere cresciuto impiantato con l'altra sulla matrice.

Se, ad es., un cristallo di tormalina, appeso per il mezzo ad un filo di seta, sia uniformemente riscaldato in una stufetta ad aria, la sua superfice si carica di elettricità di segno contrario alle due estremità dell'A_3; dicesi *polo analogo* quello che al riscaldamento si carica di elettricità positiva, e *polo antilogo* l'altro. Se il cristallo si scarichi, investendolo rapidamente con una fiamma ad alcool, e poi si lasci lentamente raffreddare, esso assume ancora una carica elettrica superficiale alle due estremità dell'asse polare, ma di segno contrario a quella che s'era prodotta col riscaldamento. Senza ricorrere all'uso dell'elettroscopio, assai mal comodo, si può in questo momento molto bene e rapidamente constatare lo stato elettrico della superfice del cristallo, spolverandolo con una miscela di polvere di minio e solfo, che si fa uscire da un soffietto, traverso ad uno staccio di seta, per modo che i singoli granuli si elettrizzino per sfregamento. Allora il minio, elettrizzato positi-

Digitized by Google

vamente, viene attratto e si accumula all'estremità analoga, che ne vien tinta intensamente di rosso, mentre tutta gialla di solfo si fa l'estremità antiloga, così come indica la nostra fig. 34.

Questo metodo, proposto dal Kundt, è diventato rapidamente di uso generale, per la sua comodità, in tutti i casi nei quali, in un cristallo non conduttore, si voglia verificare l'esistenza di un asse polare. La piroelettricità polare si constata così, con grande evidenza, nei cristalli di calamina, dotati di un asse binario polare (orientato verticalmente nella fig. 92, a pagina 116) e in moltissime altre sostanze.

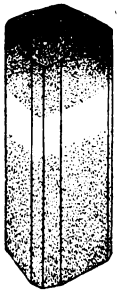


Fig. 34.

Un sussidio prezioso (anzi teoricamente il fondamento primo) per la determinazione del grado di simmetria di un cristallo, è dato dallo studio della sua fine struttura, cioè del modo in cui le più piccole particelle sono regolarmente unite e disposte a formare l'edificio cristallino. Di questo argomento tratteremo diffusamente nel § 16, a ciò particolarmente dedicato; qui ci limiteremo a notare che lo studio della fine struttura regolare dei cristalli, coi metodi, pur delicatissimi, ora usati, se è da ritenersi necessario per una esatta e sicura determinazione del loro grado di simmetria, non è tuttavia sufficente a raggiungere tale scopo.

§ 12. — *Classi e sistemi di simmetria.*

Per la trattazione sistematica delle forme cristalline delle innumerevoli sostanze, naturali e artif-

Digitized by Google

ciali, è opportuno anzi tutto riunire in una stessa *classe di simmetria* tutti i cristalli che presentano il medesimo *grado di simmetria*; così noi diremo appartenere ad una stessa classe di simmetria tutti i cristalli che, come quelli appunto di fluorite (CaF_2), presentano un grado di simmetria dato da $4A_3 . 3A_4 . 6A_2 . 3P . 6P' . C$; l'oro, l'argento, il salgemma (NaCl) e numerosissime altre sostanze appartengono a questa classe.

Spetteranno invece ad altra classe i cristalli di quelle sostanze che, come la pirite (FeS_2), la cobaltite (CoAsS), e l'allume (solfato idrato di potassio e alluminio), hanno un grado di simmetria rappresentabile con $4A_3 . 3A_2 . 3P . C$. E così via.

Le classi di simmetria sono in numero abbastanza limitato; poi che con la legge di Haüy non sono compatibili che assi binari, ternari, quaternari e senari, e questi fra di loro, e con i piani di simmetria, questi col centro, ecc., sono riuniti da legami di coesistenza molto semplici, e facili ad essere interamente sviluppati, si può dimostrare — e la dimostrazione fu data da varî autori per diverse vie — che *sono possibili ad esistere soltanto* 32 *classi di simmetria*, compresa fra queste la classe asimmetrica, priva di ogni elemento di simmetria (Hessel, 1830).

Per la nomenclatura delle classi cristalline si possono seguire due diversi criteri. Esse possono venir designate dal nome di un minerale (o di un composto artificiale) che presenti in modo caratteristico quel grado di simmetria: potremo così chiamare *cl. della fluorite* l'una, e *cl. della pirite* l'altra delle due dianzi ricordate, scegliendo come rappresentanti delle due classi queste due notissime specie minerali. Meglio, e più precisamente, ogni classe viene denominata dalla *forma semplice caratteristica*, risultante dall'insieme delle facce equivalenti e neces-

Digitized by Google

sariamente coesistenti ad una data, la quale *tagli i tre assi a tre distanze diverse e finite*. Nel caso delle due sopra citate classi, tale forma semplice è l'esacisottaedro per la prima (pag. 53), e un solido a 24 facce, detto diacisdodecaedro, per l'altra: potremo perciò chiamare *cl. esacisottaedrica* la cl. della fluorite, e *cl. diacisdodecaedrica* quella della pirite. Questo è poi necessario per le classi cristalline delle quali manchino i rappresentanti, o non sia sicura la determinazione del grado di simmetria di questi ultimi.

Alla loro volta, le classi di simmetria possono essere riunite in gruppi di ordine più elevato, che sono detti *sistemi di simmetria*, od anche *sistemi cristallini*. Controntandó per es. i cristalli appartenenti alla classe della fluorite, i cui elementi di simmetria, come sappiamo, son dati da $4\ A_3 . 3\ A_4 . 6\ A_2 . 3\ P . 6\ P' . . C$, con quelli spettanti alla classe della pirite (grado di simmetria $4\ A_3 . 3\ A_2 . 3\ P . C$), e poi con quelli di altre classi, come quella della blenda (grado di simmetria $4\ A_3 . 3\ A_2 . 6\ P'$), quella detta della cuprite (grado di simm. $4\ A_3 . 3\ A_4 . 6\ A_2$) e finalmente quella detta della ullmannite (gr. di simm. $4\ A_3 . 3\ A_2$), non è difficile accorgersi che queste cinque classi hanno tutte in comune un gruppo di elementi di simmetria, che manca alle altre 27 : e cioè i quattro A_3, disposti come le diagonali del cubo. Inoltre, esse hanno in comune la presenza di tre assi di simmetria, binari o quaternari, ortogonali tra loro ed equivalenti, che sono poi gli spigoli del cubo trasportati all'origine, i quali possono essere scelti per assi cristallografici; e la possibilità di avere una faccia fondamentale normale ad un asse ternario, simmetrica sui tre assi di riferimento, per modo da tagliare sopra di essi parametri eguali. Ne risulta evidente l'opportunità di ravvicinare queste cinque classi, riunendole in un sistema, che diremo per es. monometrico.

Digitized by Google

In generale sarà conveniente riunire in un sistema le classi di simmetria aventi in comune un elemento o un gruppo di elementi di simmetria caratteristici, mancanti a tutte le altre (per es. i 4 A_3 nel sistema monometrico), e tali che i cristalli ad esse appartenenti possano essere riferiti ad un sistema di assi dello stesso tipo (p. es. tre assi ortogonali equivalenti nel sistema monometrico). Per tal modo le 32 classi vengono comunemente distribuite in sette sistemi, come segue:

I. Sistema MONOMETRICO. — Caratteristico è il gruppo di 4 A_3. Gli assi cristallografici sono ortogonali ed equivalenti tra loro.

II. Sistema ESAGONALE. — Caratteristico un asse *singolare* (cioè unico della sua specie) di simmetria senaria, che si orienta verticale. Oltre a questo A_6 possono essere scelti come assi di riferimento tre spigoli (due bastano per il riferimento geometrico; è solo per rispetto alla simmetria che si assumono tutti e tre) equivalenti, a 120° tra di loro, contenuti nel piano normale all'A_6.

III. Sistema TRIGONALE. — Caratteristico un A_3 singolare, che si orienta verticale. La croce assiale è data da tre spigoli equivalenti, ma non ortogonali, ugualmente inclinati sull'A_3. Questi cristalli si possono tuttavia riferire anche ad un sistema di assi analogo a quello del sistema esagonale.

IV. Sistema TETRAGONALE. — Caratteristico un asse singolare di simmetria quaternaria, semplice o composta. Oltre a questo asse, che si orienta verticale, si assumono per assi di riferimento due spigoli normali tra loro ed equivalenti, contenuti nel piano perpendicolare all'A_4.

V. Sistema ROMBICO. — Caratteristica dei cristalli di questo sistema è possedere tre spigoli, reali o pos-

Digitized by Google

sibili, ortogonali tra loro e non equivalenti, che sono assi di simmetria binaria, o normali a piani di simmetria, o entrambe le cose insieme. Questi tre spigoli si assumono come assi cristallografici.

VI. Sistema MONOCLINO. — I cristalli di questo sistema possiedono uno spigolo, reale o possibile, ch'è asse di simmetria binaria, o normale ad un piano di simmetria, o l'una e l'altra cosa. Oltre a questo spigolo, per assi cristallografici si assumono due spigoli qualunque, obliqui tra loro, contenuti nel piano normale al primo.

VII. Sistema TRICLINO. — Non esiste alcun piano nè alcun asse di simmetria. Come assi di riferimento possono essere scelti tre spigoli qualunque, tra loro obliqui, concorrenti in un vertice.

Se naturale si presenta la riunione delle classi in sistemi, non meno chiara ed evidente è l'opportunità di costituire coi sistemi dei gruppi di ordine superiore. E noi distingueremo appunto:

A) Un gruppo *monometrico*, formato solamente dal sistema omonimo; in questo abbiamo quattro assi di simmetria a periodo > 2, e cioè i 4 A_3. Essendo la croce assiale formata da tre assi ortogonali ed equivalenti, la faccia fondamentale taglia parametri eguali su tutti e tre gli assi.

B) Un gruppo *dimetrico*, che comprende i tre sistemi esagonale, trigonale e tetragonale; questi possiedono tutti un asse singolare, ossia unico della sua specie, a periodo > 2, cioè rispettivamente A_6, A_3, A_4, o $A_2(_4)$. La faccia fondamentale (adottando anche per il trigonale gli assi esagonali) taglia due parametri eguali su due assi orizzontali equivalenti, e un parametro diverso sull'asse singolare verticale.

C) Un gruppo *trimetrico*, che abbraccia gli altri tre sistemi. Qui non esistono più assi di simmetria

Digitized by Google

singolari a periodo > 2; i tre assi cristallografici, comunque scelti, non sono tra loro equivalenti, e la faccia fondamentale (111) taglia sempre sopra di essi tre parametri diversi.

§ 13. — *Esposizione sommaria delle forme semplici possibili nelle diverse classi. Esempi.*

Nelle pagine che seguono daremo un cenno sommario delle 32 classi di simmetria, soffermandoci un poco più a lungo intorno a quelle che per essere in natura rappresentate da un maggior numero di sostanze, e in modo particolare da qualche minerale noto e diffuso, hanno maggiore importanza pratica. In queste vedremo quali siano i diversi tipi di forme semplici possibili ad esistere, cioè compatibili col relativo grado di simmetria, e daremo qualche esempio di combinazioni tipiche; per altre, meno importanti, perchè scarsamente rappresentate, ricorderemo solo qualche forma caratteristica.

I. Sistema monometrico.

1. *Classe della fluorite*, o *cl. esacisottaedrica.*

Elementi di simmetria $4\,A_3 . 3\,A_4 . 6\,A_2 . 3\,P . 6\,P' . C$.

L'insieme dei 13 assi di simmetria fu già rappresentato nella fig. 23, a pag. 48; la fig. 35 ci dà l'idea dell'insieme dei nove piani di simmetria.

Ad assi cristallografici si assumono, come sappiamo, *in questa, come nelle altre classi del sistema monometrico*, gli spigoli del cubo trasportati all'origine; nella fig. 35 da *a* esce l'asse *x*, da *b* l'asse *y*, e da *c* l'asse *z*. Come faccia fondamentale si assume

Digitized by Google

quella dell'ottaedro, che taglia i tre assi a distanze eguali, per modo che, come abbiamo già visto a pag. 54, gli indici delle facce sono, in tutto il sistema monometrico, le reciproche dei parametri; l'eguaglianza di due indici nel simbolo di una faccia indica, in questo sistema, che realmente sopra due assi sono da essa faccia intercettati segmenti eguali a partire dall'origine.

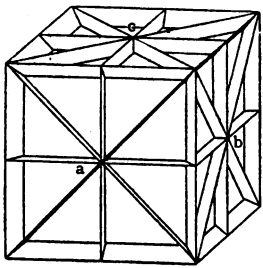


Fig. 35.

Le costanti sono qui dunque tutte determinate *a priori*, essendo

$$\alpha = \beta = \gamma = 90°,$$

e $a : b : c = 1 : 1 : 1$.

Il calcolo degli indici di una faccia P è perciò molto semplificato; quando si conoscano gli angoli che essa fa con $A = (100)$, con $B = (010)$ e con $C = (001)$, il suo rapporto parametrico è determinato da:

$$a = \frac{\cos P \wedge B}{\cos P \wedge A} \; ; \; b = 1; \quad c = \frac{\cos P \wedge B}{\cos P \wedge C}.$$

Il rapporto tra gli indici è

$$h : k : l = \frac{1}{a} : 1 : \frac{1}{c}.$$

L'angolo tra due facce qualunque, P e Q, di simboli $(h\ k\ l)$ e $(m\ n\ p)$ si calcola dai valori dei relativi indici:

$$\cos P \wedge Q = \frac{h\,m + k\,n + l\,p}{\sqrt{h^2 + k^2 + l^2}\ \sqrt{m^2 + n^2 + p^2}}.$$

Digitized by Google

Il simbolo generale $(h\ k\ l)$, dove $h > k > l$, dove cioè i tre indici sono tre numeri interi fra loro diversi, spetta ad una faccia che incontra i tre assi a tre diverse distanze dall'origine; come abbiamo visto, la forma semplice $\{h\ k\ l\}$ che ne deriva per la simmetria della classe è un *esacisottaedro* (fig. 26, a pagina 53), solido a 48 facce triangolari scalene. Naturalmente, infiniti essendo i valori numerici che possono assumere h, k, l, infiniti sono gli esacisottaedri possibili; quello da noi figurato è il più comune in vari minerali e risponde al simbolo $\{321\}$.

Per $h = k$, cioè quando diventino eguali i due indici maggiori (ossia i due parametri minori) abbiamo il simbolo $\{h\ h\ l\}$. La forma corrispondente a questo simbolo è il *triacisottaedro* (fig. 36); le sue facce, in numero di 24, sono triangolari isosceli; gli spigoli lunghi, B, in numero di 12, segnano le tracce dei 3 P; 24 sono gli spigoli corti, A, tre dei quali concorrono in ognuno degli otto vertici da cui escono gli A_3.

Per $k = l$, cioè quando siano eguali tra loro i due indici più piccoli (ossia i due parametri maggiori) si ha il simbolo $\{h\ l\ l\}$. La forma corrispondente è un *icositetraedro* (fig. 37), solido a 24 facce quadrilatere deltoidi (cioè simmetriche rispetto ad una sola diagonale). Anche qui abbiamo due specie di spigoli: 24, B, più lunghi, e 24, C, più corti; tre di questi ultimi concorrono all'uscita di un A_3, e quattro dei primi concorrono al punto di emergenza di un A_4.

Anche di queste due forme possiamo avere infiniti casi speciali: come $\{331\}$, $\{221\}$, $\{332\}$, ecc. per i triacisottaedri, e $\{311\}$, $\{211\}$, $\{322\}$, ecc. per gli icositetraedri.

Per $h = k = l$ abbiamo il simbolo (111), che spetta alla faccia fondamentale; la relativa forma semplice $\{111\}$ è, come sappiamo, l'*ottaedro* regolare (fig. 38); le sue otto facce sono triangolari equilatere; i dodici spigoli tutti eguali fra loro.

Google

Quando sia $h > k$ e $l = o$, abbiamo il simbolo $\{h\,k\,o\}$; questa forma, nella quale ogni faccia taglia due assi

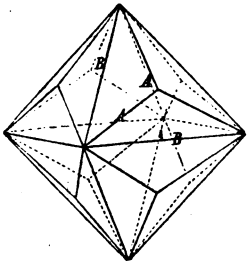


Fig. 36.

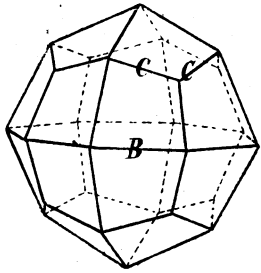


Fig. 37.

a distanze diverse ed è parallela al terzo asse, ha 24 facce, e si chiama *tetracisesaedro* (fig. 39). Le facce

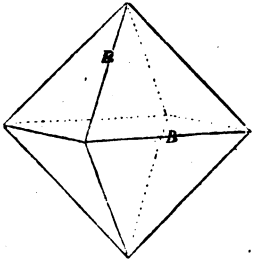


Fig. 38.

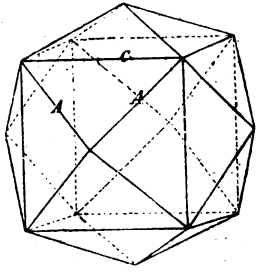


Fig. 39.

sono triangolari isosceli; gli spigoli lunghi, *C*, sono disposti come quelli del cubo, e sono 12; 24 sono gli spigoli corti, *A*. Possiamo averne infiniti casi speciali, come $\{210\}$, $\{310\}$, $\{320\}$, ecc.

Digitized by Google

Se $h = k$ e $l = o$, il simbolo diventa {110}; è la forma a noi già nota sotto il nome di *rombododecaedro* (fig. 40), solido a 12 facce rombe, con 24 spigoli tutti eguali tra loro; le facce, parallele ognuna ad un asse, tagliano gli altri due ad eguali distanze dall'origine.

Finalmente, se ogni faccia è parallela a due assi, abbiamo il simbolo {100}, corrispondente al *cubo* (fig. 41).

L'ottaedro, il rombododecaedro, il cubo sono forme

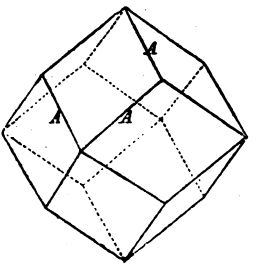


Fig. 40.

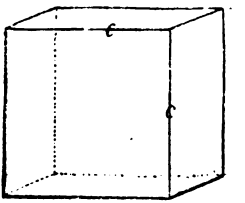


Fig. 41.

a simbolo definito, nelle quali la posizione delle facce è fissa rispetto agli elementi di simmetria; mentre potremo avere infiniti esacisottaedri, non potremo avere in un cristallo che un ottaedro solo, un solo cubo, un solo rombododecaedro.

La fig. 42 rappresenta una combinazione appartenente allo *spinello* ($MgAl_2O_4$); l'ottaedro, *O*, è la forma più sviluppata; più strette sono le facce *D*, del rombododecaedro; *A* sono le facce del cubo; *I* quelle di un icositetraedro {311}; *i* quelle di un altro icositetraedro, di simbolo {611}; *S* quelle di un esacisottaedro {531}; e finalmente *H* sono quelle di un tetracisesaedro, di simbolo {310}.

Caratteristici sono pure i cristalli di galena dell'es. della Tav. VI, costituiti dalla combinazione {100} {111}, e quello di granato almandino della Tav. XL, formato dal solo rombododecaedro.

Oltre alla *fluorite* CaF_2 e allo *spinello* $MgAl_2O_4$, cristallizzano in questa classe la *galena* PbS, l'*oro*, l'*argento*, il *salgemma* NaCl, i *granati* (silicati complessi, v. parte speciale), ecc.

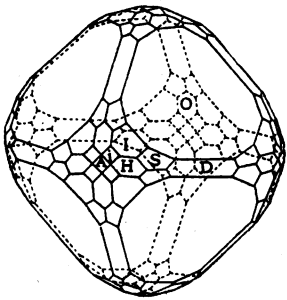


Fig. 42.

2. *Classe della blenda, o cl. esacistetraedrica.*

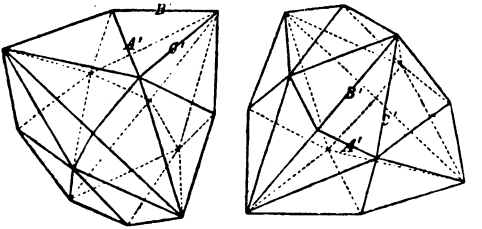
Elem. di simm.: $4A_3$. $3A_2.6P'$.

Gli assi ternari sono polari; le rette normali alle facce del cubo sono assi binari, e i piani ad essi normali non sono piani di simmetria; viceversa sono piani di simmetria i sei paralleli alle facce del rombododecaedro, ma non sono assi di simmetria le rette ad essi normali. Manca il centro di simmetria. La mancanza dei 3 P fa sì che manchi quella corrispondenza nella distribuzione delle facce in due ottanti adiacenti, che era caratteristica della classe precedente.

La forma $\{h\ k\ l\}$ è un *esacistetraedro* (fig. 43 *a*), con 24 facce triangolari scalene, disposte in quattro ottanti alterni; essa ammette l'esistenza di un *solido coniugato* $\{h\ \bar{k}\ l\}$ (fig. 43 *b*), identico al precedente per forma geometrica, ma di diversa orientazione, e di diverso valore cristallografico; il primo vien detto *destro*, il secondo *sinistro*; e poi che, dal punto di vista geometrico, l'uno può prendere il posto del-

Digitized by Google

l'altro per rotazione di 90° intorno ad un A_2, essi diconsi *congruenti*; si tratta però di congruenza puramente geometrica, perchè dal punto di vista cri-



a Fig. 43. *b*

stallografico e fisico i due solidi, destro e sinistro coniugati, hanno diverso valore e non sono sostituibili.

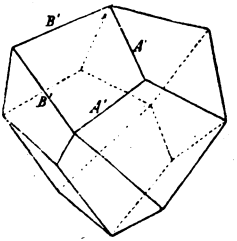


Fig. 44.

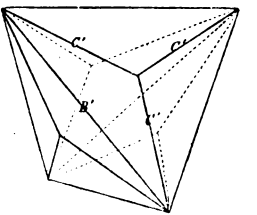


Fig. 45.

Abbiamo poi: {*h h l*}, *deltoidedodecaedro* destro (figura 44) con 12 facce quadrilatere deltoidi, e il coniugato {*h̄ h̄ l*}, deltoidedodecaedro sinistro, diverso per valore cristallografico, ma congruente col primo; {*h l l*} *triacistetraedro* destro (fig. 45) con 12 facce

Digitized by Google

triangolari isosceli, e il coniugato, congruente, $\{h\,\bar{l}\,l\}$, triacistetraedro sinistro;

$\{111\}$ *tetraedro* destro e $\{1\bar{1}1\}$ tetraedro sinistro (fig. 24, pag. 51), pure tra loro congruenti. L'emergenza dei 3 A_2 è segnata con frecce nei due solidi coniugati, nei quali si può pur facilmente rilevare la polarità degli A_3, ognuno dei quali termina da una parte in un vertice triedro, e dall'altra normalmente ad una faccia.

La combinazione a pari sviluppo di due forme coniugate corrisponde, geometricamente, al solido di egual simbolo della classe precedente; così abbiamo visto che nella blenda la combinazione dei due tetraedri simula l'ottaedro; analogamente, la combinazione dei due esacistetraedri, destro e sinistro, ci darebbe il corrispondente esacisottaedro, ecc.

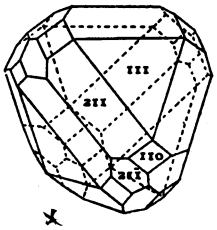


Fig. 46.

Le altre forme sono identiche per singonia (naturalmente non per simmetria) a quelle della classe precedente: quindi $\{h\,k\,o\}$ è un tetracisesaedro, $\{110\}$ il rombododecaedro, $\{100\}$ il cubo.

Nella fig. 46 abbiamo la combinazione del tetraedro destro $\{111\}$ con un triacistetraedro destro $\{211\}$, col sinistro coniugato di questo $\{2\bar{1}1\}$ e col rombododecaedro $\{110\}$; tale combinazione è frequente nei cristalli di tetraedrite.

Oltre alla *blenda* ZnS, ed alla *tetraedrite* (solfosale composto essenzialmente di $Cu_3\,Sb\,S_3$), anche il *diamante*, modificazione monometrica del carbonio, deve per la sua struttura (v. § 16) essere ascritto a questa classe; è tuttavia notevole che ricerche diligentissime di piroelettricità non hanno potuto confermare la

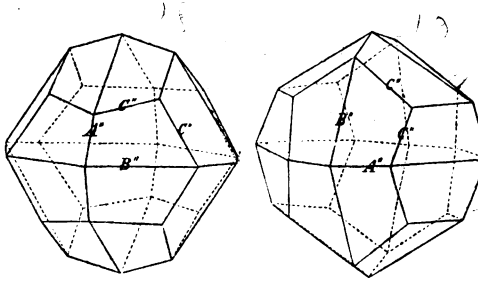
Digitized by Google

polarità dei 4 A_3; anche lo sviluppo delle facce corrisponde spesso, in apparenza, alla simmetria della classe esacisottaedrica.

3. *Classe della pirite*, o *cl. diacisdodecaedrica.*
Elem. di simm. 4 $A_3 \cdot 3\ A_2 \cdot 3\ P.C.$

Anche qui le rette normali alle facce del cubo sono assi binari, ma i piani normali a questi assi sono piani di simmetria; ciò porta alla conseguenza che due ottanti adiacenti devono sempre avere eguale numero e distribuzione di facce, contrariamente a quanto avveniva nella classe precedente.

La forma $\{h\,k\,l\}$ è un *diacisdodecaedro* (fig. 47 *a*),



a Fig. 47. *b*

con tre facce di forma quadrilatera per ogni ottante, in tutti gli ottanti; il solido coniugato $\{h\,k\,l\}$ (figura 47 *b*), è congruente col precedente per rotazione di 90° intorno ad uno degli assi binari; per distinguerli si chiamano *positivo*, o *diretto*, il primo, e *negativo*, o *inverso*, il secondo. Anche qui, benchè i due solidi coniugati non differiscano geometricamente che per la orientazione, si tratta di due forme aventi diverso valore fisico e cristallografico.

Digitized by Google

Un'altra forma caratteristica di questa classe è quella che si ottiene dal simbolo $\{h\,k\,o\}$; essa è composta di 12 facce a forma pentagonale, e chiamasi *pentagonododecaedro diretto* o *positivo* (fig. 48); il coniugato $\{k\,h\,o\}$, chiamato *p. inverso*, o *negativo*, è congruente col primo, per rotazione di 90° intorno ad uno degli A_2, e presenta all'osservatore lo spigolo orizzontale fra le due facce $(h\,o\,k)$ e $(h\,o\,\bar{k})$, mentre il diretto presenta anteriormente lo spigolo verticale tra le due facce $(h\,k\,o)$ e $(h\,\bar{k}\,o)$.

Le altre forme hanno la stessa singonia come nella

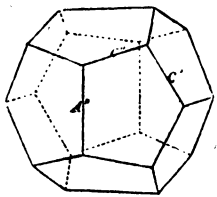


Fig. 48.

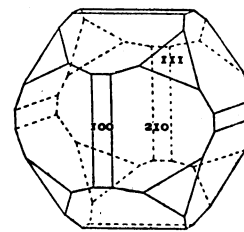


Fig. 49.

classe esacisottaedrica; sarà quindi: $\{h\,h\,l\}$ un *triacisottaedro*; $\{h\,l\,l\}$ un *icositetraedro*; $\{111\}$ l'*ottaedro*; $\{110\}$ il *rombododecaedro*; $\{100\}$ il *cubo*. Abbiamo già visto come nel cubo della pirite sia facile, con la osservazione della striatura, oppure mediante le figure di corrosione, dimostrare che la simmetria vera è ben inferiore alla singonia; anche gli ottaedri, non rari, di pirite sono striati in modo da permettere subito il riconoscimento del loro particolar grado di simmetria, e distinguerli da un ottaedro della classe della fluorite, nonostante la identità della forma geometrica.

La fig. 49 ci presenta la combinazione, assai fre-

Digitized by Google

quente nella pirite, del pentagonododecaedro diretto {210}, con l'ottaedro {111} e col cubo {100}.

Pentagonododecaedri {210} sono i nitidi cristalli dell'esemplare effigiato nella Tav. VII.

Tipico rappresentante di questa classe è la *pirite* $Fe S_2$; anche la *cobaltite* Co As S, l'*allume potassico* $KAl(SO_4)_2.12H_2O$ e gli altri sali del gruppo degli allumi presentano lo stesso grado di simmetria.

4. *Classe della cuprite*, o *cl. icositetraedrico-pentagonale.*

Elem. di simm. $4\ A_3.3\ A_4.6\ A_2$.

Sono presenti tutti gli assi di simmetria che abbiamo trovato nella classe esacisottaedrica; mancano invece tutti i piani e il centro di simmetria. Conseguenza di questa mancanza di piani e di centro è la possibilità ad esistere di due solidi coniugati non più congruenti tra di loro, cioè non ricopribili l'un l'altro nello spazio per rotazione, ma *enantiomorfi*. La fig. 50 rappresenta il solido di simbolo {*h k l*} (nel caso speciale {321}) il quale, avendo 24 facce pentagonali, tre per ogni ottante, chiamasi *icositetraedro pentagonale*; oltre a questo, *diretto* o *positivo*, si può avere il coniugato, *inverso* o *negativo*, {*k h l*} (nel caso speciale {231}) rappresentato dalla fig. 51. Nei due solidi coniugati, dai vertici *A* escono gli assi quaternari, scelti come assi cristallografici, dai vertici *O* gli assi ternari, e dai punti di mezzo degli spigoli *D* gli assi binari. I due solidi sono specularmente simmetrici rispetto ad un piano posto fuori di essi, così che l'immagine speculare del solido sinistro copre il solido destro, ma i due non sono ricopribili per nessuna rotazione; si comportano quindi come le due mani, destra e sinistra, o come due spirali simmetriche, una destrogira, l'altra levogira: essi sono pertanto enantiomorfi.

Digitized by Google

Le altre forme della classe sono identiche per forma geometrica, cioè hanno la stessa singonia, come nella classe della fluorite.

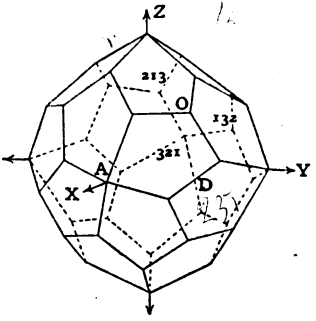


Fig. 50.

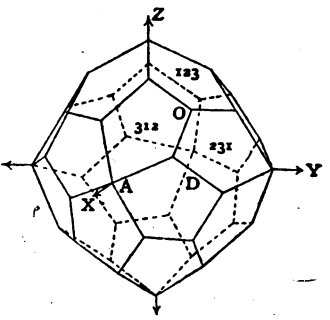


Fig. 51.

La fig. 52 dà l'idea di una combinazione di cu-

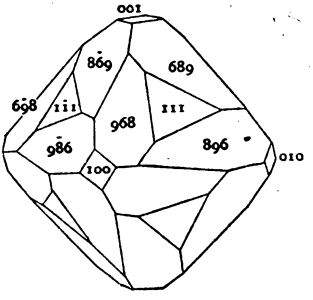


Fig. 52.

prite; le facce del cubo {100} sono piccole; alquanto più sviluppate quelle dell'ottaedro {111}; ampie assai quelle di un icositetraedro pentagonale inverso {896}.

Tra i minerali spettanti a questa classe di simmetria ricorderemo la *cuprite* Cu_2O, la *silvite* KCl, e il *salmiak* o clorammonio $(NH_4)Cl$.

5. *Classe della ullmannite*, o *cl. pentagonododecaedrico-tetraedrica.*

Elem. di simm. $4\ A_3 . 3\ A_2$.

Anche questa classe, come la precedente, è caratterizzata dal fatto di possedere solamente assi di simmetria; e perciò si può attendersi la possibilità di avere due solidi coniugati, uno positivo e l'altro negativo, tra loro enantiomorfi. Per di più, la mancanza dei 3 P, e il fatto che gli spigoli del cubo sono solamente assi binari, determinano la non equivalenza degli ottanti adiacenti, e perciò la possibilità di solidi coniugati destri e sinistri, come nella classe della blenda.

Il solido $\{h\,k\,l\}$ è una forma a dodici facce pentagonali, poste tre per ottante in quattro ottanti alterni, e si chiama *pentagonododecaedro tetraedrico positivo destro*; il solido coniugato $\{k\,h\,l\}$ *pent. tetr. negativo destro* (fig. 53) è enantiomorfo col precedente. Ma sono possibili ad esistere anche i due coniugati *sinistri* $\{\bar{h}\,k\,l\}$ e $\{h\,\bar{k}\,\bar{l}\}$, , positivo e negativo, pur tra di loro enantiomorfi. Abbiamo quindi la possibilità di quattro solidi coniugati, dei quali i due destri tra di loro, come pure i due sinistri, i due positivi e i due negativi tra di loro, sono enantiomorfi, ma il positivo destro è congruente col negativo sinistro, e il positivo sinistro col negativo destro. La combinazione a pari sviluppo di questi quattro solidi coniugati ci darebbe un apparente esacisottaedro, nel quale solo la osservazione dei caratteri fisici delle facce potrebbe permettere di distinguere che si tratta di una combinazione di quattro forme diverse, anzi che di una forma semplice.

Digitized by Google

Quanto alle altre forme, senza entrare in particolari, noteremo la possibilità di trovare in questa classe forme a singonia tetraedrica, come il tetraedro, e forme a singonia diacisdodecaedrica, come i pentagonododecaedri; l'associazione di due simili tipi di forme in uno stesso cristallo è sufficente a far riconoscere il grado di simmetria di questo, non essendo possibile nelle altre classi del sistema.

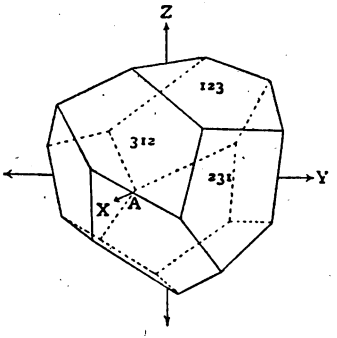


Fig. 53.

Tra i minerali, la *ullmannite* NiSbS fu da noi scelta a rappresentare la classe; tra i composti artificiali ricorderemo il *clorato sodico* $NaClO_3$, il *nitrato di bario* $Ba(NO_3)_2$, il *nitrato di stronzio* $Sr(NO_3)_2$, e il *nitrato di piombo* $Pb(NO_3)_2$.

II. Sistema esagonale.

1. *Classe del berillo*, o *cl. bipiramidale diesagonale.* Elem. di simm.: $A_6 . 3A'_2 . 3\ A''_2 . P . 3\ P' . 3\ P'' . C$. Come si vede nella fig. 54, uno di questi piani, *P*,

Digitized by Google

è orizzontale, normale all'asse senario, che si orienta verticale; gli altri sei hanno per intersezione comune il detto asse senario, ma sono solo alternativamente equivalenti, e perciò son tenuti distinti in due gruppi di tre: nella fig. 54 sono equivalenti i 3 P', a 60° tra loro, normali alle facce della bipiramide esagona P e del prisma esagono m; equivalenti fra loro, ma non coi primi tre, sono poi i 3 P'', che nella figura comprendono gli spigoli del prisma e della bipiramide. Ogni P' biseca l'angolo di 60° formato fra due P'' adiacenti, e reciprocamente. Nel piano orizzontale sono poi contenuti i sei assi binari, pure distinti in due gruppi di 3 l'uno; ognuno dei 3 A'_2 è normale ad uno dei 3 P', e ognuno dei 3 A''_2 è normale ad uno dei 3 P''.

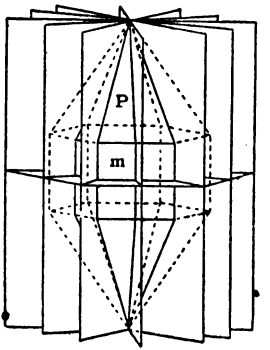


Fig. 54.

Ad assi cristallografici si scelgono l'A_6 e tre assi binari equivalenti, siano i 3 A'_2, oppure i 3 A''_2, a scelta di chi per il primo orienta e studia una sostanza esagonale. Naturalmente, uno dei tre assi cristallografici orizzontali è geometricamente superfluo, bastando, per il riferimento delle facce, due di essi e l'asse verticale; ma per rispetto alla simmetria senaria si tengono tutti e tre, e si ha così un simbolo a quattro indici, dei quali i tre primi si riferiscono agli assi orizzontali fra loro equivalenti, e il quarto all'asse verticale singolare. Questo non porta complicazione, perchè, come sarebbe facile dimostrare, l'indice sul 3° asse orizzontale è uguale

Digitized by Google

alla somma negativa dei due primi. Il rapporto parametrico determinato dalla faccia fondamentale $(10\bar{1}1)$ è $a:\infty:\bar{a}:c$; in generale quello di una faccia qualunque $(m\,n\,p\,q)$ sarà $\frac{a}{m}:\frac{a}{n}:\frac{a}{p}:\frac{c}{q}$; l'unità parametrica fondamentale è dunque la stessa sui tre assi orizzontali equivalenti, e diversa sull'asse verticale; l'eguaglianza di due indici nel simbolo segna la eguaglianza dei relativi parametri solo se i due indici si riferiscono a due degli assi orizzontali.

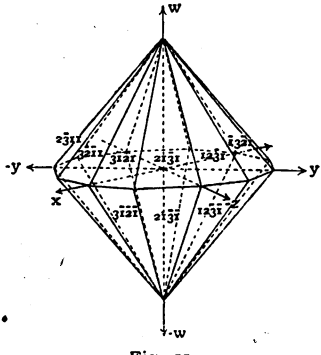


Fig. 55.

La stessa croce assiale e la stessa simboleggiatura si adottano per tutte le classi del sistema esagonale, perchè vi esistono sempre tre spigoli orizzontali equivalenti, a 60° fra di loro, reali o possibili, da scegliere come assi, oltre all'A_6.

La forma a simbolo generale $\{m\,n\,p\,q\}$ è una *bipiramide diesagonale*, con ventiquattro facce triangolari scalene, come quella rappresentata dalla fig. 55, nella quale sono segnati gli assi con la orientazione adottata comunemente, e i simboli di tutte le facce anteriori, supponendo per gli indici i valori speciali indicati dal simbolo $\{21\bar{3}1\}$. Gli spigoli culminanti al vertice superiore, come all'inferiore, sono solo alternativamente eguali; la sezione orizzontale non è perciò dodecagona regolare, ma diesagonale, ossia un dodecagono simmetrico solo rispetto alle diagonali.

Quando una faccia sia parallela ad uno degli assi

Digitized by Google

orizzontali, il simbolo diventa $\{m\, o\, \bar{m}\, q\}$, e la forma è una *bipiramide esagona di I ordine*, orientata come quella della fig. 56, cui fu dato il simbolo $\{10\bar{1}1\}$, ciò che vale a dire che fu scelta come fondamentale.

Quando $h = k$, il simbolo è $\{m\, m\, \bar{2}\, \bar{m}\, q\}$, e la forma una *bipiramide esagona di II ordine*, orientata come quella della fig. 57, cui fu attribuito il simbolo $\{11\bar{2}1\}$, scegliendola come fondamentale di II ordine.

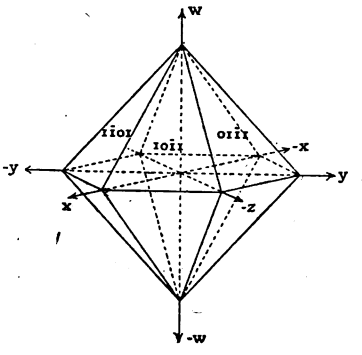


Fig. 56.

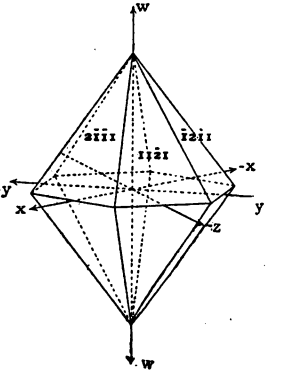


Fig. 57.

La scelta delle forme di I e II ordine è arbitraria, dipendendo dalla assunzione degli A'_2, oppure degli A''_2, come assi cristallografici; ma una volta fatta questa scelta, l'ordine di tutte le forme resta fissato. Le bipiramidi, sia di I che di II ordine, hanno dodici facce triangolari isosceli: la loro sezione orizzontale è un esagono regolare.

Quando $q = o$, le facce della forma sono parallele all'A_6; e in tal caso possiamo avere:

$\{m\, n\, p\, o\}$ *prisma diesagonale*, costituito da do-

Digitized by Google

dici facce formanti sei diedri più ottusi, alternanti con altri sei meno ottusi, e avente una sezione orizzontale eguale a quella della bipiramide diesagonale.

$\{m\ o\ \overline{m}\ o\} = \{10\bar{1}0\}$, *prisma esagonale* di I ord.

$\{m\ m\ \bar{2}\ \overline{m}\ o\} = \{11\bar{2}0\}$, *prisma esagonale* di II ord.

Queste tre sono forme aperte, le loro facce incontrando solo a distanza infinita dall'origine l'asse senario; le due ultime sono forme a *simbolo fisso*, aventi cioè posizione determinata rispetto agli elementi di simmetria.

Finalmente quando $m = n = p = o$, il simbolo è $\{000\bar{1}\}$; la forma semplice è costituita da due facce parallele ed equivalenti fra di loro, normali all'A_6; una tal forma, detta *pinacoide*, vien considerata come *base* dei prismi e delle bipiramidi.

La fig. 58 ci dà l'idea di una combinazione di berillo: m è il prisma esagono di I ordine $\{10\bar{1}0\}$; o e o^2 due bipiramidi esagone di I ordine, dai simboli $\{10\bar{1}1\}$, $\{20\bar{2}1\}$; q una bipiramide esagona di II ordine $\{11\bar{2}1\}$; s una bipiramide diesagonale $\{21\bar{3}1\}$.

Il *berillo*, solo minerale abbastanza noto e comune che si possa scegliere come rappresentante della classe, è un silicato della composizione $Be_3\ Al_2\ Si_6\ O_{18}$. Anche il *magnesio* Mg e lo *zinco* Zn spettano a questa classe di simmetria.

La determinazione del rapporto parametrico fondamentale $\frac{c}{a}$ è facilissima, quando si conosca l'angolo che una faccia di piramide esagonale, di I o di II ordine, fa con la base C. Assumendo, come di consuetudine, $a = 1$, se la faccia scelta come fondamentale è $P = (10\bar{1}1)$ si avrà

$$\text{tang}\ P \wedge C \cdot \frac{1}{2} \sqrt{3} = c.$$

Digitized by Google

Se la faccia sia invece $Q = (11\bar{2}1)$, si avrà

$$\text{tang } Q \wedge C = 2\,c.$$

2. *Classe della greenockite*, o *cl. piramidale diesagonale.*

Elem. di simmetria: $A_6 . 3\,P' . 3\,P''$.

La differenza sostanziale dalla classe precedente consiste nella mancanza degli elementi di simmetria orizzontali, ciò che determina la *polarità* dell'A_6. I

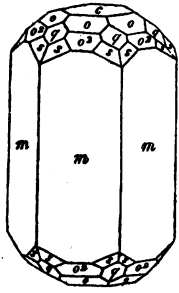


Fig. 58.

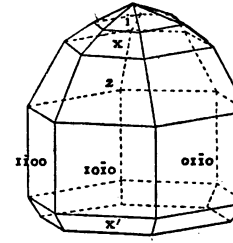


Fig. 59.

cristalli di questa classe sono perciò terminati in modo diverso, da forme non equivalenti, alle due estremità dell'asse senario.

Un'idea della simmetria di questa classe si può avere dall'esame del cristallo di greenockite della fig. 59, nel quale al prisma esagonale di I ordine $\{10\bar{1}0\}$, si trovano combinate tre *piramidi esagonali superiori*: $z = \{20\bar{2}1\}$, $x = \{10\bar{1}1\}$, $i = \{10\bar{1}2\}$, una inferiore x' $\{10\bar{1}\bar{1}\}$, e la faccia di *base inferiore* $\{0001\}$, molto ampia, alla quale manca la corrispondente superiore. Una forma semplice come questa,

Digitized by Google

formata da una sola faccia, senza la parallela equivalente, si chiama *pèdion*.

La *greenockite*, solfuro di cadmio Cd S, la *wurtzite*, modificazione esagonale del solfuro di zinco ZnS, e la *jodirite* Ag J, possono essere ricordate fra le specie minerali spettanti a questa classe.

3. *Classe dell'apatite*, o *cl. bipiramidale esagonale*. Elem. di simmetria: $A_6 . P . C$.

La forma a simbolo generale $\{m\ n\ p\ q\}$ è una *bipiramide esagona*, che vien detta di *III ordine*, perchè la sua posizione è intermedia fra quella delle bipiramidi esagonali di I e di II ordine, le quali sono pure possibili in questa classe. Analogamente, si possono avere *prismi esagoni* di III ordine $\{m\ n\ p\ o\}$, oltre ai due prismi di I e II ordine. La *base* $\{0001\}$ è un pinacoide. Le bipiramidi e i prismi di III ordine possono essere *destri* o *sinistri*; ma le due forme coniugate sono congruenti.

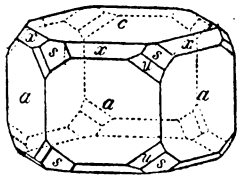


Fig. 60.

La fig. 60 rappresenta un cristallo di apatite, di una combinazione assai comune e caratteristica: *a* è il prisma esagono di I ordine; *c* la base; *x* una bipiramide esagona di I ordine $\{10\bar{1}1\}$, *s* una di II ordine $\{11\bar{2}1\}$, *u* una di III ordine destra $\{21\bar{3}1\}$. È facile vedere che, capovolgendo il cristallo, la bipiramide di III ordine diventa sinistra, ferma restando la orientazione di tutte le altre forme.

Oltre all'*apatite* $Ca(Cl,F,OH).Ca_4(PO_4)_3$, anche la *piromorfite* $PbCl.Pb_4(PO_4)_3$, la *mimetite* $PbCl.Pb_4(AsO_4)_3$ e la *vanadinite* $PbCl.Pb_4(VO_4)_3$ hanno lo stesso grado di simmetria.

Digitized by Google

4. *Classe trapezoedrica esagonale.*
Elem. di simmetria: $A_6 \cdot 3\, A'_2 \cdot 3\, A''_2$.
Mancando i piani e il centro di simmetria, sono possibili due forme coniugate, dette *trapezoedri esagonali*, tra di loro enantiomorfe.
Non è nota alcuna specie minerale i cui cristalli presentino questo grado di simmetria, alla temperatura ordinaria; alla cl. trapezoedrica esagonale sembra però che appartenga la modificazione β del *quarzo* SiO_2, stabile a temperature comprese fra 575° e 870°.

5. *Classe della nefelina*, o *cl. piramidale esagonale.*
Elem. di simmetria: A_6.
L'asse è, naturalmente, polare. Le forme che hanno facce inclinate sull'A_6 sono o delle *piramidi esagonali* di III ordine $\{m\ n\ p\ q\}$, o di I $\{m\ o\ \overline{m}\ q\}$, oppure di II $\{m\, m\, 2\overline{m}\, q\}$: per ognuna possiamo avere due forme coniugate, congruenti, una superiore e una inferiore. Le forme a facce parallele all'asse senario sono dei *prismi esagonali*, di III ordine $\{m\ n\ p\ o\}$, o di I $\{10\bar{1}0\}$, o di II $\{11\bar{2}0\}$. La *base* può essere superiore $\{0001\}$, o inferiore $\{000\bar{1}\}$.
La *nefelina*, minerale composto essenzialmente del silicato $NaAlSiO_4$, è il principale rappresentante della classe; i suoi cristalli, terminati ad una sola estremità dell'A_6, e impiantati per l'altra sulla matrice, sono spesso la combinazione di un prisma e di una piramide esagonali di I ordine, sormontati dalla base, e presentano una singonia molto superiore alla vera simmetria; questa però è facilmente rivelata dalle figure di corrosione, ottenibili con acido cloridrico diluito.

Digitized by Google

III. Sistema trigonale.

1. *Classe della calcite*, o *cl. scalenoedrica ditrigonale*. Elem. di simmetria: $A_3 . 3\ A_2 . 3\ P . C$.

La disposizione dei piani di simmetria è chiaramente visibile nella fig. 61; da questa risulta che essi sono a 60° tra di loro, ed hanno per intersezione comune l'A_3 (III nella figura). Gli assi binari, equivalenti tra loro come i tre piani, sono normali a questi, e perciò contenuti nel piano orizzontale, *che non è piano di simmetria*. Come assi cristallografici sarebbe possibile assumere, analogamente a quanto abbiamo fatto nell'esagonale, e come appunto molti usano, l'asse verticale ternario e i tre assi binari orizzontali. Ma qui non è più necessario ricorrere a questa simboleggiatura a quattro indici, potendosi opportunamente riferire le facce del cristallo a tre soli assi. Nella fig. 61 si vede, tagliato dai piani di simmetria, quel solido caratteristico del sistema che è il *romboedro*, parallelepipedo obliquangolo, nel quale, come sappiamo, i tre diedri culminanti ad un vertice, superiore o inferiore, sono eguali fra di loro, ed egualmente inclinati sull'A_3, ricoprendosi l'un l'altro per rotazione di 120° intorno a questo. Sono gli spigoli di questi tre diedri, equivalenti ed equiinclinati tra di loro, simmetrici rispetto all'A_3, che si assumono come assi cristallografici, trasportandoli all'origine, cioè facendoli passare, come al solito, per il centro del cristallo, e tenendo come positivi i segmenti intercettati dalla origine verso l'alto, negativi quelli verso il basso. Nella fig. 62 si vede il romboedro scelto come fondamentale, con gli assi trasportati all'origine: naturalmente, come nel cubo monometrico, le sei facce del romboedro fondamen-

Digitized by Google

tale, che sono scelte come piani coordinati, hanno per simboli (100), (010), (001), (1̄00), (01̄0), (001̄). Come faccia fondamentale (111) si sceglie la base, normale all'A_3, la quale, essendo simmetrica sui tre assi, taglia sopra di questi tre parametri eguali e positivi; quindi, come nel sistema monometrico, il rapporto parametrico fondamentale è 1 : 1 : 1, e l'uguaglianza di indici implica uguaglianza di para-

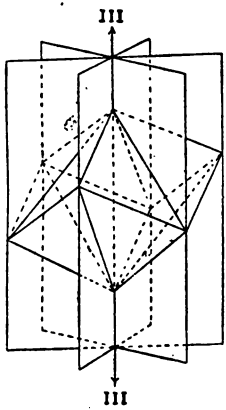


Fig. 61.

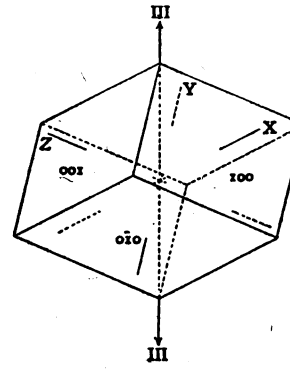


Fig. 62.

metri; ma gli angoli fra gli assi non sono retti, bensì $\gtrless 90°$. La fig. 63 ci mostra una combinazione di questa classe, dove R è il romboedro scelto come fondamentale {100}, e si vede che gli assi sono precisamente paralleli ai suoi spigoli: i vertici superiore e inferiore sono troncati da due faece di base {111}, mentre m è un prisma esagonale.

L'angolo α tra gli assi, cioè tra due spigoli culminanti del romboedro fondamentale {100}, è la co-

Digitized by Google

stante caratteristica. Essa si ricava con tutta facilità dal valore dell'angolo diedro A tra le facce (100) e (010) del romboedro stesso: dalla considerazione del triangolo sferico formato nella proiezione stereografica dai poli delle tre facce (100), (111), (110) si ricava infatti:

$$\cos \tfrac{1}{2}\alpha = \frac{\cos 60^\circ}{\cos \tfrac{1}{2} A}.$$

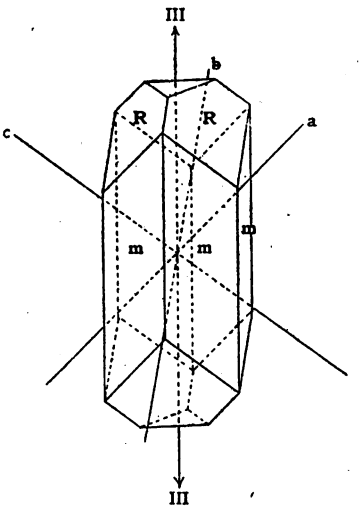


Fig. 63.

Volendo riferirsi agli assi esagonali, il rapporto $\frac{c}{a}$ si ottiene con la stessa formula che abbiamo dato per il sistema esagonale, dall'angolo che la faccia del romboedro fondamentale fa con la base.

Anche in tutte le altre classi del sistema trigonale si adotta la stessa croce assiale.

La forma a simbolo generale $\{h\ k\ l\}$, dove $h > k > l$, è uno *scalenoedro ditrigonale*, come quello rappresentato nella fig. 64, dove *X*, *Y*, *Z*, sono gli assi cristallografici, *a*, *a*, *a* le emergenze dei tre assi binari orizzontali, e III l'asse ternario.

La forma ha dodici facce triangolari scalene; i sei spigoli laterali formano un zig-zag; gli spigoli culminanti sono alternativamente eguali, e ad uno più ottuso superiormente ne corrisponde uno meno ottuso inferiormente. Se $(h + k + l) > 3\,k$ la forma è orientata come quella della figura, e lo scalenoedro dicesi *diretto* o *positivo*; se $(h + k + l) < 3\,k$ si ha il coniugato inverso o negativo, che differisce dal precedente per avere scambiati gli spigoli più ottusi coi meno ottusi, ma è geometricamente congruente con esso, per rotazione di 180° intorno all'A_3.

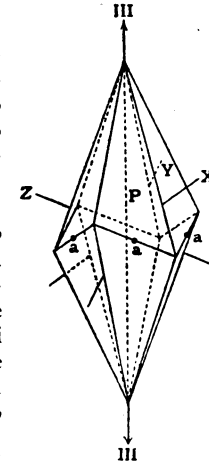


Fig. 64.

Quando $h + k + l = 3\,k$ gli spigoli culminanti diventano tutti eguali fra loro, e la forma è una *bipiramide esagona* di II ordine, geometricamente identica a quella che abbiamo conosciuto nel sistema esagonale (1).

Al simbolo $\{h\ l\ l\}$ corrisponde un *romboedro diretto*,

(1) **Questa bipiramide dicesi di II ordine anche qui, per analogia col sistema esagonale, benchè nel sistema trigonale le forme di I ordine siano dei romboedri, e non delle bipiramidi.**

Digitized by Google

orientato come quello della fig. 62; un caso speciale di questo è il romboedro fondamentale {100}; {*h h l*} sarà invece un *romboedro inverso*, identico per forma geometrica col coniugato diretto, e con questo congruente, ma diverso per orientazione, avendo uno spigolo al posto di una faccia di quello, e reciprocamente.

Le forme prismatiche parallele all'A_3 sono caratterizzate, rispetto al simbolo, dal fatto che $h + k + l = 0$, dovendo le loro facce essere parallele all'A_3, il cui simbolo è [111] (cfr. pag. 39). Abbiamo {*h k l*} con $h + k + l = 0$, che è il *prisma diesagonale*; {*h l l*} con $h + k + l = 0$, cioè {211}, che è il *prisma esagono di I ordine*; {*h k l*} con $h + k + l = 0$ e $h + k + l = 3k$, cioè {101}, che è il *prisma esagono di II ordine*. Le forme prismatiche hanno dunque la stessa singonia come nella classe a più elevata simmetria del sistema esagonale.

La *base* {111} è un pinacoide, costituito, come sappiamo, di due facce parallele ed equivalenti.

Abbiamo già avvertito come molti Autori preferiscano riferire anche le forme romboedriche alla croce con quattro assi del sistema esagonale. Il passaggio dall'una all'altra simboleggiatura è facilissimo.

Le relazioni tra i valori numerici degli indici ad assi romboedrici (simboleggiatura Miller) e quelli ad assi esagonali (simboleggiatura Bravais-Miller) sono date dalle seguenti espressioni, dove (*h k l*) è il simbolo di una faccia secondo la prima notazione, e (*m n p q*) il simbolo della stessa faccia secondo l'altra notazione:

$$\frac{m}{h-k} = \frac{n}{k-l} = \frac{p}{l-h} = \frac{q}{h+k+l};$$

$$\frac{h}{2m+n+q} = \frac{k}{-m+n+q} = \frac{l}{-m-2n+q}.$$

Digitized by Google

Per comodo dello studioso riassumeremo qui il relativo raffronto in una tabellina, che ci pare non abbisogni di alcuno schiarimento.

Scalenoedri diretti	$\{hki\}$	$(h+k+i>3k)$	$= \{m\ n\ p\ q\}$
Scalenoedri inversi	$\{hki\}$	$(h+k+l<3k)$	$= \{n\ m\ p\ q\}$
Romboedri diretti	$\{hll\}$		$= \{m\ o\ \overline{m}\ q\}$
Romboedri inversi	$\{hk.\}$		$= \{o\ n\ \overline{n}\ q\}$
Bipiramidi II O	$\{hki\}$	$(h+k+l=3k)$	$= \{m\ m\ \overline{2}\ \overline{m}\ q\}$
Prismi diesagonali	$\{hki\}$	$(h+k+l=o)$	$= \{m\ n\ p\ c\}$
Prisma esag. I O	$\{2\bar{1}\bar{1}\}$		$= \{10\bar{1}0\}$
Prisma esag. II O	$\{10\bar{1}\}$		$= \{11\bar{2}0\}$
Base	$\{111\}$		$= \{0001\}$

Uno scalenoedro, di simbolo $\{20\bar{1}\}$, combinato col prisma esagonale di II ord. $\{10\bar{1}\}$, si vede nella fig. 65. Altra combinazione di un romboedro diretto con la base e col prisma di II ord. abbiamo già visto nella fig. 63. Più complessa è quella di calcite della fig. 66, dove R è il romboedro diretto fond. $\{100\}$; e il romboedro inverso ottuso $\{\bar{1}10\}$, o la base $\{111\}$, s il romboedro inverso acuto $\{11\bar{2}\}$ e a il prisma esagonale di II ord. $\{10\bar{1}\}$.

Nitidi scalenoedri diretti $\{20\bar{1}\}$ sono i cristalli di calcite della Tav. XXV; la forma del romboedro fondamentale $\{100\}$ mostrano invece quelli dello stesso minerale, nell'esemplare rappresentato dalla Tav. XXVI. Abbastanza chiaramente si riconosce la combinazione del romboedro fondamentale $\{10c\}$ con una bipiramide esagonale di II ord. $\{3\bar{1}\bar{1}\}$ nei cristalli di ematite della Tav. XX, terminati alle estremità dell'A_3 da larghe facce curve di base $\{11\cdot1\}$ e di un romboedro inverso ottusissimo.

Di questa classe di simmetria abbiamo scelto come rappresentante la *calcite* $Ca\,CO_3$, minerale notissimo e abbondantissimo, caratteristico per la facile e per-

Digitized by Google

fetta sfaldatura secondo le facce del romboedro fondamentale {100}; talvolta i cristalli di calcite presentano singonia esagonale, ma abbiamo veduto a pag. 60 e seg. come lo studio delle figure di corrosione permetta di svelarne il vero grado di simmetria.

Alla stessa classe appartengono: l'*arsenico* As, l'*antimonio*

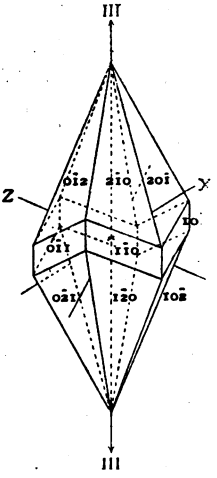


Fig. 65.

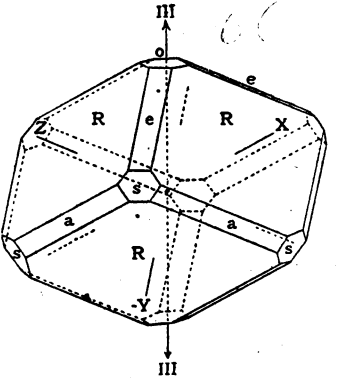


Fig. 66.

Sb, il *bismuto* Bi, il *corindone* Al_2O_3, l'*ematite* Fe_2O_3, la *magnesite* $MgCO_3$, la *siderite* $FeCO_3$, la *smithsonite* $ZnCO_3$, il *sodanitro* $NaNO_3$.

2. *Classe della tormalina*, o *cl. piramidale ditrigonale*.

Elem. di simmetria: $A_3 . 3P$.

Caratteristica essenziale di questa classe è la mancanza di elementi di simmetria nel piano orizzontale, e la conseguente polarità dell'asse ternario; nei cri-

Digitized by Google

stalli che presentano questo grado di simmetria si dovrà dunque attendersi una terminazione diversa, con forme non equivalenti, alle due estremità di tale asse. Invece di scalenoedri avremo delle *piramidi ditrigonali*, formate o dalle sole sei facce superiori, o dalle sole sei inferiori; invece di romboedri, delle *piramidi trigonali*; invece di bipiramidi, delle *piramidi esagonali di II ordine*, superiori o inferiori. Il *prisma esagonale di II ordine* sarà ancora possibile come forma semplice; ma $\{h\,k\,l\}$ con $h + k + l = o$ sarà un *prisma ditrigonale*, positivo o negativo, e $\{2\bar{1}\bar{1}\}$ un *prisma trigonale*. La *base* sarà composta di una sola faccia, superiore o inferiore; quando coesistano le due, come è sempre possibile per le due forme coniugate, esse non saranno equivalenti.

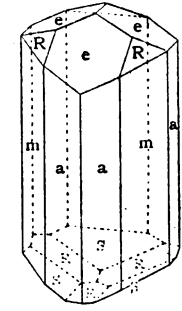


Fig. 67.

Nel cristallo di tormalina della fig. 67, *a* è il prisma di II ord. $\{10\bar{1}\}$, *m* il trigonale $\{2\bar{1}\bar{1}\}$, *R* ed *e* due piramidi trigonali superiori $\{100\}$, $\{110\}$, ed alla estremità inferiore *R'* e *S* due altre piramidi trigonali, inferiori, $\{00\bar{1}\}$, $\{1\bar{1}\bar{1}\}$. La polarità dell'asse verticale è qui facile da mettere in evidenza mediante la piro-elettricità, fenomeno che fu anzi precisamente scoperto sui cristalli di tormalina (v. pag. 63).

Anche più evidente è la differenza di terminazione nel cristallo di pirargirite della fig. 68, dove all'estremità superiore: $r = \{100\}$, $e = \{110\}$, $t = \{310\}$; all'inferiore: $d = \{4\bar{2}3\}$, $r = \{00\bar{1}\}$, $u = \{\bar{1}2\bar{1}\}$; le due piramidi ditrigonali *t*, superiore, e *d* inferiore, non presentano, come si vede, alcuna corrispondenza. Per di più, le striature sulle facce del prisma esagono

Digitized by Google

$a = \{101\}$ accennano evidentemente ad un diverso valore delle due direzioni opposte lungo l'asse verticale.

La *proustite* Ag_3AsS_3, la *pirargirite* Ag_3SbS_3, e la *tormalina* $(AlO)(BoO)R'_6(SiO_4)_2$ sono i principali minerali che presentano questo grado di simmetria.

3. *Classe della dolomite*, o *cl. romboedrica.*

Elem. di simmetria: $A_3.C$.

Ogni faccia obliqua sull'asse dovrà ripetersi in modo da darci un *romboedro*, che sarà di III ord.

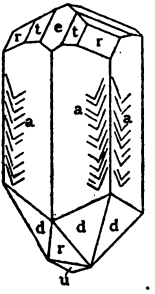


Fig. 68.

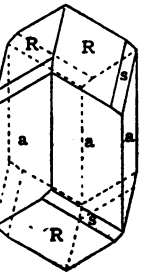


Fig. 69.

se il simbolo ne sia $\{h\,k\,l\}$, di I ord. se $\{h\,l\,l\}$ o $\{h\,h\,l\}$, e di II ord. se $\{h\,k\,l\}$ con $h + k + l = 3\,k$. I romboedri di III ord. saranno intermedi, per orientazione delle loro facce, tra quelli di I e di II ord. Le facce parallele all'asse ci daranno tre *prismi esagonali*, di III ord. $\{h\,k\,l\}$ con $h + k + l = 0$, di I ord. $\{2\bar{1}1\}$, di II ord. $\{10\bar{1}\}$; la base $\{111\}$ sarà un pinacoide.

Nel cristallo di dioptasio della fig. 69, *a* è il prisma di II ord. $\{10\bar{1}\}$, *R* il romboedro di I ord. fondamentale $\{r00\}$, *s* il romboedro di III ord. $\{70\bar{1}\}$.

Digitized by Google

Nel cristallo di ilmenite della fig. 70, *c* è la base {111}, *r* il romboedro diretto di I ord. {100}, *d* l'inverso, pure di I ord. {111}, *n* il romboedro di II ord. {311}.

Abbiamo veduto a pag. 62 come, mediante le figure di corrosione, si possa riconoscere la simmetria specifica di questa classe nel romboedro fondamentale di dolomite, del quale la singonia è tuttavia identica a quella del romboedro di calcite.

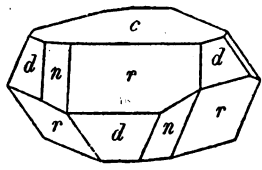


Fig. 70.

Come spettanti a questa classe possono tra i minerali essere ricordati: la *ilmenite* $FeTiO_3$, la *dolomite* $CaMg(CO_3)_2$, il *dioptasio* H_2CuSiO_4 e la *fenacite* Be_2SiO_4.

4. *Classe del quarzo* o *cl. trapezoedrica trigonale.*

Elem. di simmetria: $A_3 . 3A_2$.

È anche questa una di quelle classi nelle quali, per mancanza di piani e di centro di simmetria, sono possibili due solidi coniugati enantiomorfi.

Le forme corrispondenti al simbolo generale {*h k l*} sono dei *trapezoedri trigonali*, solidi a sei facce quadrilatere irregolari, i quali possono essere positivi o negativi, e destri o sinistri: quattro sono dunque le forme coniugate, delle quali le due positive, le due negative, le due destre e le due sinistre sono tra loro enantiomorfe, come abbiamo visto nel monometrico per i quattro pentagonododecaedri tetraedrici. Le figg. 71 e 72 ci mostrano appunto i due solidi coniugati positivi, destro e sinistro, e permettono di rilevare come i due poliedri siano specularmente simmetrici rispetto ad un piano posto fra di essi, ma

Digitized by Google

l'uno non sia suscettibile di ricoprire l'altro, per rotazione intorno ad alcun asse. I cristalli che presentano l'uno di essi sono dunque diversi dai cristalli che presentano l'altro: vedremo a suo tempo come questa diversità di forma cristallina sia la manifestazione di una diversa struttura, che si rivela anche con una proprietà ottica oltremodo caratteristica: la polarizzazione rotatoria.

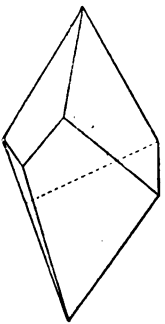


Fig. 71.

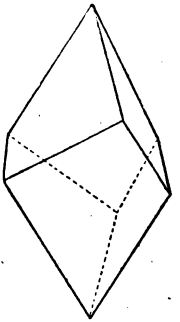


Fig. 72.

Al simbolo $\{h\,k\,l\}$, dove $h + k + l = 3\,k$, corrispondono due *bipiramidi trigonali* a base equilatera, una destra e una sinistra, coniugate e congruenti. Le forme $\{h\,l\,l\}$ e $\{h\,h\,l\}$ sono dei *romboedri*, diretti o inversi, con la stessa singonia come nella classe della calcite. Quanto ai prismi, $\{h\,k\,l\}$ con $h + k + l = 0$ è un *prisma ditrigonale*, che può essere destro o sinistro; $\{2\bar{1}1\}$ è il prisma esagono di I ord. e $\{10\bar{1}\}$ il *prisma trigonale*, che può esso pure esser destro o sinistro. La *base* $\{111\}$ è un pinacoide.

Le figg. 73 e 74 rappresentano due cristalli di quarzo,

Digitized by Google

dati da due combinazioni perfettamente simili, e specularmente simmetriche, ma tra di loro enantio-

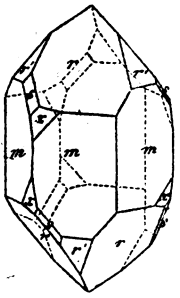


Fig. 73.

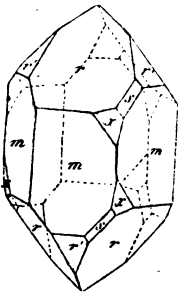
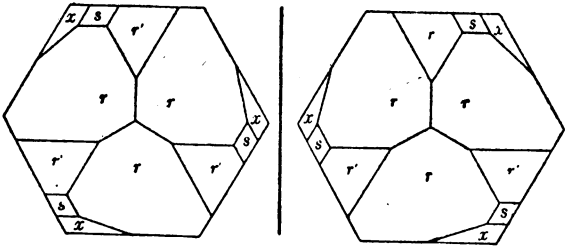


Fig. 74.

morfe: m è il prisma esagono $\{2\bar{1}\bar{1}\}$, r il romboedro diretto $\{100\}$, r' l'inverso coniugato $\{22\bar{1}\}$, s una bi-



a Fig. 75. *b*

piramide trigonale $\{4\bar{1}\bar{2}\}$, x un trapezoedro trigonale positivo $\{4\bar{1}\bar{2}\}$; le ultime due forme sono sinistre nel cristallo della fig. 73 e destre in quello della fig. 74. Per maggiore chiarezza, presentiamo nella fig. 75, *a*

Digitized by Google

e *b*, gli stessi due cristalli, visti in proiezione sulla base. Quando manchino le facce di trapezoedro, si possono egualmente riconoscere, mediante le figure di corrosione, i cristalli levogiri, come quello della fig. 73, da quelli destrogiri, come quello della fig. 74. Abbiamo già visto più indietro come la corrosione permetta anche di distinguere le facce del romboedro {100} da quelle del romboedro {221}, quando esse siano a pari sviluppo, e in mancanza di forme caratteristiche il cristallo simuli la simmetria esagonale.

Oltre al *quarzo* $Si O_2$, appartiene a questa classe anche il *cinabro* Hg S.

5. *Classe piramidale trigonale.*

Elem. di simmetria: A_3.

La forma a simbolo generale è una *piramide trigonale*, superiore o inferiore.

Questa classe non ha importanza per noi, non essendo noto alcun minerale che possieda tale grado di simmetria.

6. *Classe della benitoite*, o *cl. bipiramidale ditrigonale.*

Elem. di simmetria: $A_3 . 3\, A'_2 . P . 3\, P''$.

Caratteristica è la presenza del piano di simmetria orizzontale, normale all'A_3, piano che sappiamo mancare in tutte le cinque classi precedentemente viste di questo sistema, le quali costituiscono un gruppo che può essere chiamato *romboedrico.*

I tre piani di simmetria sono equivalenti, a 60° tra di loro, e hanno per intersezione comune l'A_3; gli assi binari, pure equivalenti e a 60° tra loro, sono le intersezioni dei 3 P'' col piano orizzontale: essi *non* sono dunque normali a detti piani.

La forma a simbolo generale è una *bipiramide di-*

Digitized by Google

trigonale, solido a 12 facce triangolari scalene, delle quali sei superiori e sei inferiori; essa differisce da uno scalenoedro per il fatto che spigoli di eguale valore si corrispondono sopra e sotto, rispetto al piano orizzontale; gli spigoli laterali sono dunque tutti contenuti in detto piano.

Come unico rappresentante di questo grado di simmetria si può ricordare la *benitoite* $Ba\,Ti\,Si_3O_9$.

7. *Classe bipiramidale trigonale.*

Elem. di simmetria: $A_3.P$.

La forma a simbolo generale è una *bipiramide trigonale.*

Nessuna sostanza conosciuta finora presenta cristalli che appartengano sicuramente a questa classe.

IV. Sistema tetragonale.

1. *Classe della cassiterite,* o *cl. bipiramidale ditetragonale.*

Elementi di simmetria: $A_4.2\,A'_2.2\,A''_2.P.2\,P'.2\,P''.C$.

La fig. 76 dà l'idea del complesso dei piani di simmetria di questa classe; uno, P, è orizzontale e normale all'A_4; gli altri quattro hanno per intersezione comune l'asse quaternario stesso: due di essi, a 90° fra loro, sono equivalenti; gli altri due, a 45° dai primi, sono pure normali ed equivalenti tra loro, ma non con quelli della prima coppia. I quattro assi binari, pure a due a due equivalenti, sono normali ai quattro piani verticali, e perciò contenuti nel piano orizzontale.

Come assi cristallografici si assumono: l'asse quaternario (*c* nella figura) e due dei quattro assi binari orizzontali, ortogonali (*a* e *b* nella figura); è indiffe-

Digitized by Google

rente prendere i 2 A'_2, o i 2 A''_2; naturalmente, una volta fatta la scelta, questa determina l'orientazione di tutte le forme della sostanza, come nel sistema esagonale. La croce assiale è qui dunque formata da tre assi ortogonali, come nel monometrico, ma solo i due orizzontali sono equivalenti tra loro, mentre non lo è l'asse verticale. La faccia fondamentale (111) taglia tre parametri i cui rapporti sono $a:a:c$; il rapporto parametrico di una faccia qualunque $(h\,k\,l)$ sarà perciò

$$\frac{a}{h} : \frac{a'}{k} : \frac{c}{l},$$

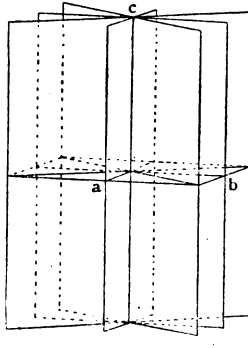


Fig. 76.

e l'uguaglianza di indici nel simbolo indicherà uguaglianza di parametri solo in quanto si riferisca ai due assi orizzontali equivalenti, come abbiamo visto nel sistema esagonale.

In tutte le altre classi del sistema tetragonale le forme si riferiscono alla stessa croce assiale, non mancando in alcuna di esse i tre spigoli, reali o possibili, da noi scelti per assi.

La forma a simbolo generale $\{h\,k\,l\}$ è una *bipiramide ditetragonale* (fig. 77) con sedici facce triangolari scalene, otto convergenti al vertice superiore, e otto all'inferiore; gli spigoli culminanti sono alternativamente uguali, per modo che la sezione orizzontale non è un ottagono regolare, ma un ottagono simmetrico solo rispetto alle diagonali. Nella nostra figura son segnati i simboli delle facce superiori, supponendo che il simbolo della forma sia {321}, e si ve-

Digitized by Google

dono pure le emergenze degli assi cristallografici x, y, z; D è la emergenza di uno degli altri assi binari, intermedi.

Quando sia $h = k$, il simbolo $\{h\,h\,l\}$ corrisponde ad una *bipiramide tetragonale*, a base quadrata, di *I ordine*, con otto facce triangolari isosceli; nella fig. 78 è appunto effigiata una tale bipiramide, cui fu dato il simbolo $\{111\}$, essendo essa quella scelta come fondamentale. Gli assi escono dai vertici.

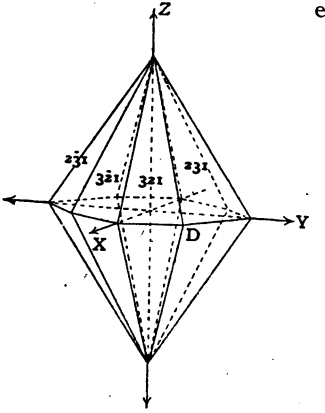


Fig. 77.

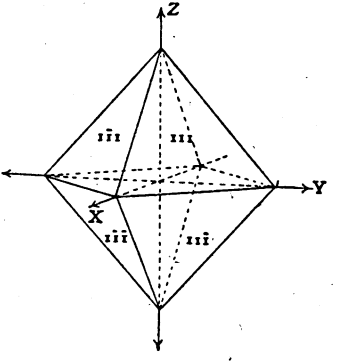


Fig. 78.

Se uno degli indici che si riferiscono agli assi orizzontali è = zero, il simbolo diventa $\{h\,o\,l\}$; la forma è una *bipiramide tetragonale* di *II ordine*, che differisce dalla precedente solo per la orientazione; gli assi orizzontali escono dalla metà degli spigoli laterali, come si vede nella fig. 79, la quale rappresenta appunto una bipiramide di questo genere, scelta come fondamentale di II ord. $\{101\}$.

Digitized by Google

Se le facce sono parallele all'asse quaternario, abbiamo la serie dei prismi: $\{h\,k\,o\}$ è un *prisma ditetragonale* (fig. 80), a sezione orizzontale uguale a quella della omonima bipiramide; $\{1\,1\,0\}$ è il *prisma tetragonale*, o quadrato, di *I ordine*; e $\{1\,0\,0\}$ il *prisma tetragonale* di II ordine. Finalmente possiamo avere $h = k = o$, e cioè $\{0\,0\,1\}$, pinacoide *base*.

Il calcolo della costante c (assumendosi $a = 1$) è

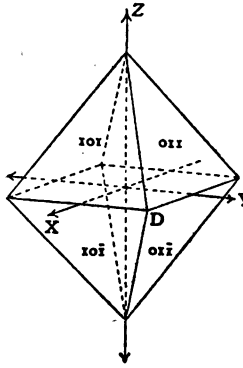


Fig. 79.

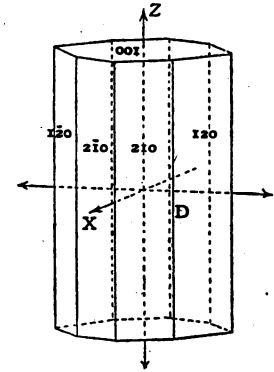


Fig. 80.

facilissimo, quando si conosca il valore dell'angolo diedro che fa con la base $(001) = C$ una faccia di bipiramide tetragonale, da assumersi come $(101) = P'$, o come $(111) = P$. Si avrà infatti:

$$\text{tang } P' \wedge C = c;$$

e rispettivamente

$$\text{tang } P \wedge C \cdot \frac{1}{2}\sqrt{2} = c.$$

Digitized by Google

Un cristallo di rutilo è quello rappresentato nella fig. 81, dove le quattro grandi facce verticali sono del prisma {110}; *P* è la bipiramide {111}; *e* quella di II ordine {101}; vi sono segnate anche le emergenze degli assi cristallografici.

Nel cristallo di zircone della fig. 82 si vedono invece combinati il prisma tetragonale di II ord. {100}, la bipiramide fondamentale di I ord. {111}, e la bipiramide ditetragonale {311}.

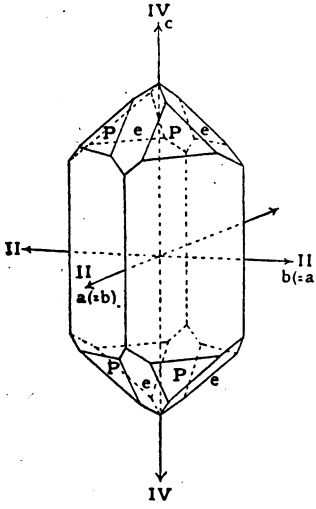


Fig. 81.

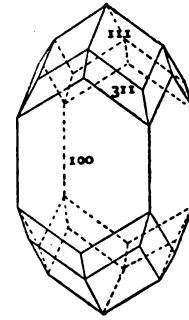


Fig. 82.

A questa classe appartengono la *cassiterite* SnO_2, il *rutilo* TiO_2, l'*ottaedrite*, altra modificazione del biossido di titanio TiO_2, lo *zircone* $ZrSiO_4$, e la *vesuvianite*, silicato molto complesso, prevalentemente di Al e Ca, del quale diremo nella parte speciale.

Digitized by Google

2. *Classe piramidale ditetragonale.*

Elem. di simmetria: $A_4 . 2\,P' . 2\,P''$.

L'asse quaternario verticale è polare; la forma a simbolo generale è una *piramide ditetragonale*, superiore $\{h\,k\,l\}$, o inferiore $\{h\,k\,\bar{l}\}$.

Nessun minerale finora noto cristallizza in questa classe di simmetria; tra le sostanze artificiali, si può ricordare il *fluoruro d'argento monoidrato* $AgF.H_2O$.

3. *Classe della scheelite*, o *cl. bipiramidale tetragonale.*

Elem. di simmetria: $A_4 . P . C$.

Per l'effetto combinato dell'asse quaternario e del piano di simmetria ad esso normale, ogni faccia inclinata sull'A_4 ci dà una *bipiramide tetragonale*, di *III ordine* $\{h\,k\,l\}$, o di *I ordine* $\{h\,h\,l\}$, o di *II ordine* $\{h\,o\,l\}$; le bipiramidi di III ordine sono intermedie per orientazione tra quelle di I e di II ordine; le due coniugate, *destra* $\{h\,k\,l\}$ e *sinistra* $\{h\,\bar{k}\,l\}$, sono congruenti. Quanto alle forme nelle quali $l = o$, esse sono tutte dei *prismi tetragonali*, di III ordine $\{hko\}$, di I $\{110\}$ o di II $\{100\}$. La *base* $\{001\}$ è un pinacoide.

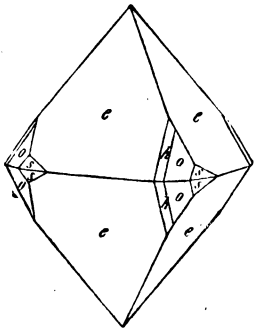


Fig. 83.

La fig. 83 rappresenta una combinazione di scheelite, dove *o* è la bipiramide tetr. di I ord. $\{111\}$, *e* quella di II ord. $\{101\}$, *h* la bipiramide di III ord. destra $\{313\}$, *s* quella di III ord. sinistra $\{3\bar{1}1\}$. È facile convincersi che, per ribaltamento del cristallo, la *h* diventa sinistra, e destra la *s*.

Digitized by Google

La *scheelite* $CaWO_4$ e la *stolzite* $PbWO_4$ possono essere considerate come esempi di questo grado di simmetria fra i minerali.

4. *Classe trapezoedrica tetragonale.*
Elem. di simmetria: $A_4 . 2\,A'_2 . 2\,A''_2$.
Come in tutte le classi prive di piani e di centro di simmetria, sono possibili, per il simbolo generale $\{h\,k\,l\}$, due solidi coniugati enantiomorfi: questi sono detti *trapezoedri tetragonali.*

Di questa classe mancano i rappresentanti fra i minerali conosciuti; fra i composti artificiali si può citare il *solfato di nichelio esaidrato* $NiSO_4 . 6\,H_2O$, e il *solfato di stricnina* $(C_{21}H_{22}O_2N_2)_2 . H_2SO_4 . 6\,H_2O$.

5. *Classe della wulfenite,* o *cl. piramidale tetragonale.*
Elem. di simmetria: A_4.
Le forme le cui facce sono oblique sull'asse quaternario saranno delle *piramidi tetragonali,* superiori o inferiori, di I, II o III ordine; potremo pure avere *prismi tetragonali,* dei tre ordini; la *base* sarà superiore o inferiore. La terminazione dei cristalli in modo diverso alle due estremità dell'asse quaternario verticale lascia riconoscere la polarità di detto asse.

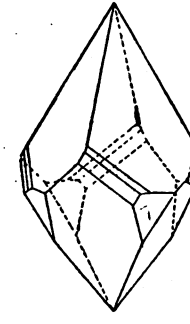


Fig. 84.

Una combinazione di wulfenite vediamo nella fig. 84, nella quale è evidente il prevalente sviluppo di una piramide quadrata di I ord. superiore, e di una, pure quadrata, di II ordine inferiore.

La *wulfenite* $PbMoO_4$ è il solo minerale noto spettante a questa classe; ma questo riferimento non è

Digitized by Google

sicuro, poi che secondo alcuni Autori la wulfenite andrebbe ascritta alla stessa classe della scheelite.

6. *Classe della calcopirite*, o *cl. scalenoedrica tetragonale.*

Elem. di simmetria: $A_2(_4) . 2A'_2 . 2P''$.

L'asse verticale non è una tetragira, come nelle cinque classi studiate fin qui, ma una tetragiroide (v. pag. 50). Gli altri due assi binari, ortogonali ed equivalenti fra loro, sono contenuti nel piano orizzontale, che non è piano di simmetria; i due piani di simmetria si tagliano secondo l'asse verticale, ma non sono normali ai due A_2, dai quali stanno a 45°. Manca il centro di simmetria.

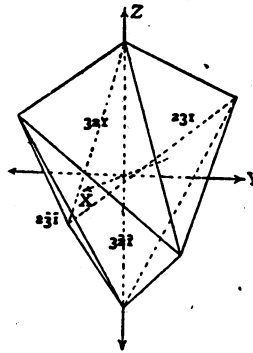


Fig. 85.

Dato questo particolare tipo di simmetria, le facce di due ottanti adiacenti non sono equivalenti, ma solo quelle degli ottanti alterni, analogamente a quanto abbiamo osservato nella classe della blenda.

La forma $\{h\,k\,l\}$ è uno *scalenoedro tetragonale*, solido composto di otto facce triangolari scalene; la sua forma e la posizione delle facce rispetto agli assi sono illustrate dalla fig. 85, dove per $\{h\,k\,l\}$ furono supposti i valori $\{321\}$. Oltre al solido *destro* da noi figurato, è possibile ad esistere il coniugato *sinistro* $\{h\,\bar{k}\,l\}$, congruente col primo per rotazione di 90° intorno all'asse verticale.

La forma $\{h\,h\,l\}$ è un *bisfenoide tetragonale* (fig. 86), solido d'aspetto tetraedrico, con 4 facce triangolari

Digitized by Google

isosceli; in quello da noi figurato, scelto come fondamentale {111}, si vede come gli assi escano dai punti di mezzo degli spigoli. Naturalmente, oltre al solido *destro*, è possibile ad esistere il coniugato *sinistro* {*h h l*}, congruente col primo.

Tutte le altre forme sono identiche, per la singonia, a quelle della classe della cassiterite: {*h o l*} *bipiramide tetragonale di II ordine*; {*h k o*} *prisma ditetragonale*; {110} *prisma tetragonale di I ordine*; {100} *prisma tetragonale di II ordine*; {001} *base*.

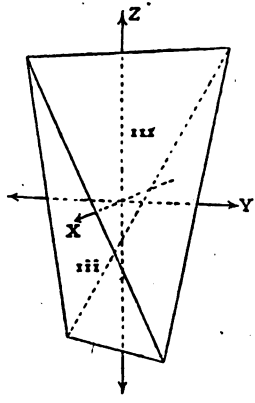


Fig. 86.

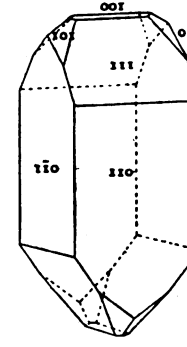


Fig. 87.

Una combinazione di calcopirite è quella della fig. 87; essa è formata dal prisma {110}, combinato al bisfenoide fondamentale destro {111}, alla bipiramide di II ord. {101} ed alla base {001}. Altri cristalli di calcopirite hanno, invece che abito prismatico, abito bisfenoidale, quasi tetraedrico regolare (v. parte spec.), essendo nella calcopirite il rapporto

Digitized by Google

$\frac{c}{a}$ molto prossimo all'unità; i due bisfenoidi coniugati, a sviluppo quasi eguale, si trovano pure talvolta combinati, per modo da simulare un ottaedro monometrico.

La *calcopirite* $CuFeS_2$ è il principale esempio che si possa ricordare, di sostanze spettanti a questa classe.

7. *Classe bisfenoidale tetragonale.*

Elem. di simmetria: $A_2(_4)$.

La forma a simbolo generale $\{h\ k\ l\}$ è un *bisfenoide tetragonale.*

Nessuna sostanza si conosce finora, che cristallizzi sicuramente in questa classe di simmetria.

V. Sistema rombico.

1. *Classe della baritina,* o *cl. bipiramidale rombica.*

Elem. di simmetria: $A_2.A'_2.A''_2.P.P'.P''.C$.

I tre piani di simmetria sono tra loro ortogonali, ma non equivalenti; così pure i tre assi binari, che sono le intersezioni dei tre piani; ogni asse è dunque normale ad un piano di simmetria, come si vede nella (fig. 88).

Ad assi cristallografici si scelgono i tre A_2 (a, b, c, nella figura); non essendo essi equivalenti, la faccia fondamentale (111) taglia tre parametri diversi $a:b:c$; in generale una faccia di simbolo $(h\ k\ l)$ ha il rapporto parametrico $\frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l}$, e perciò la eguaglianza di due o più indici nel simbolo non corrisponde affatto ad eguaglianza di parametri. È arbitrario scegliere uno o l'altro dei tre assi come asse

Digitized by Google

x, y, o z, salvo per ogni sostanza l'opportunità di non mutare senza un buon motivo la orientazione già adottata da autori precedenti, per evitare confusioni.

La forma $\{h\,k\,l\}$ è una *bipiramide romba*, con otto facce triangolari scalene; quella che si assume come fondamentale viene naturalmente ad avere il simbolo $\{111\}$ (fig. 89), ma in una stessa sostanza rombica

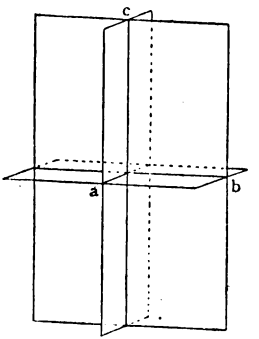


Fig. 88.

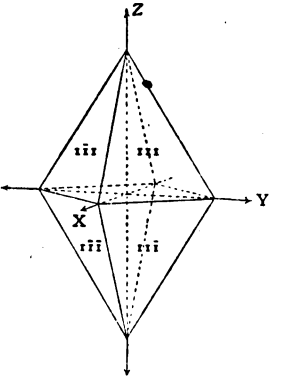


Fig. 89.

se ne possono osservare parecchie (teoricamente infinite), coi più diversi simboli.

Quando le facce siano parallele ad uno degli assi, abbiamo dei prismi rombici: *prisma rombico verticale* sarà $\{h\,k\,o\}$; *orizzontali* invece $\{o\,k\,l\}$ e $\{h\,o\,l\}$.

Le forme parallele a due assi sono tutte e tre dei *pinacoidi*; e precisamente: I pinacoide $\{100\}$; II pin. $\{010\}$, e III pin. o *base* $\{001\}$.

Per il calcolo delle costanti $a:1:c$, si ricordi che:

Digitized by Google

$$a = \text{tang } (100) \wedge (110);$$

e

$$c = \text{tang } (001) \wedge (011).$$

Se poi $P = (111)$, $A = (100)$, $B = (010)$, $C = (001)$, si avrà

$$a = \frac{\cos P \wedge B}{\cos P \wedge A},$$

e

$$c = \frac{\cos P \wedge B}{\cos P \wedge C},$$

perchè nel sistema rombico gli assi cristallografici escono normalmente ai pinacoidi (cfr. pag. 41).

Nel cristallo di topazio della fig. 90, nella quale si vedono tracciate le emergenze degli assi binari scelti come assi cristallografici, le quattro grandi facce verticali sono del prisma rombico verticale {110}; *P* è la bipiramide {111}, *e* il prisma rombico orizzontale {021}.

Una combinazione frequente nella baritina è quella della fig. 91, dove *P* è la base {001}, *k* il pinacoide {010}, *M* il prisma verticale {110}, *o* il prisma orizzontale {011}, *d* un altro prisma orizzontale, parallelo a *y* e di simbolo {102}; finalmente *z* è la bipiramide romba fondamentale {111}.

Altra combinazione rombica di questa classe abbiamo imparato a conoscere nel cristallo di olivina della fig. 13, pag. 31, che ci ha servito per illustrare la legge di razionalità degli indici.

E finalmente ricordiamo qui il grosso e nitido cristallo di baritina della Tav. XLVII; esso è allungato secondo l'asse *x*, (mentre quello della fig. 91 è allungato secondo *y*); la faccia illuminata, sul davanti, è della base {001}; ampie le facce del prisma

Digitized by Google

{011}, parallelo all'allungamento; all'estremità di x il cristallo è terminato dai due prismi orizzontali {102} e {104}, e da piccole faccette imperfette di {110}. Parallelamente a queste ultime si vedono decorrere nell'interno le incrinature di sfaldatura, riconoscibili per trasparenza.

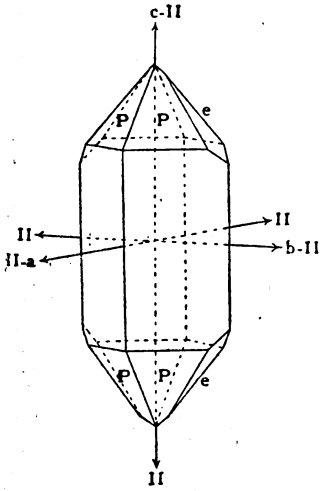


Fig. 90.

Tra i numerosissimi minerali che cristallizzano in questa classe ricorderemo, oltre alla *baritina* $BaSO_4$, scelta come tipo: l'*antimonite* Sb_2S_3, la *marca-*

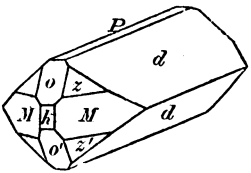


Fig. 91.

site, modificazione rombica del disolfuro di ferro FeS_2, la *celestina* $SrSO_4$, l'*anidrite* $CaSO_4$, l'*olivina* $(Mg, Fe)_2SiO_4$, il *topazio* $[(Al(Fl,OH)]_2SiO_4$, ecc.

2. *Classe della calamina*, o *cl. piramidale rombica*. Elem. di simmetria: $A_2.P'.P''$.

La intersezione dei due piani di simmetria, tra loro ortogonali, è asse binario e si orienta verticale, come asse z: tale asse è polare, mancando sia il

Digitized by Google

piano, siano gli assi di simmetria binaria ad esso normali.

La forma $\{h\,k\,l\}$ è una *piramide romba* superiore; la coniugata inferiore, congruente con la prima per ribaltamento, è $\{h\,k\,\bar{l}\}$. Le forme prismatiche $\{o\,k\,l\}$ e $\{h\,o\,l\}$, parallele ai due assi orizzontali, sono composte ognuna da due facce, disposte a *tetto*; tale forma chiamasi *doma*, e naturalmente può, come le piramidi, essere superiore o inferiore. La *base* è composta di una sola faccia o *pedion*, superiore {001}, o inferiore {00$\bar{1}$}. Non sentono invece la polarità dell'asse verticale le forme ad esso parallele: e quindi $\{h\,k\,o\}$ è un *prisma rombico* verticale; {100} e {010} il I e II *pinacoide*.

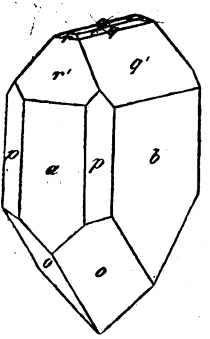


Fig. 92.

Evidentissima è la diversa terminazione alle due estremità dell'asse polare nel cristallo di calamina della fig. 92, dove *a* è il pinacoide {100} *b* {010}, *p* il prisma {110}, *r* ed *r'* due domi superiori, paralleli all'asse *y*, di simbolo {101} e {301}, *q* e *q'* due altri domi superiori, paralleli a *x*, dai simboli {011} e {031}. *c* la base superiore {001}, e *o* la piramide romba inferiore {12$\bar{1}$}. Anche mediante la osservazione della piroelettricità si può facilmente porre in luce la polarità dell'asse verticale nella calamina.

A questa classe spettano, tra i minerali, la *calamina* $(ZnOH)_2\,SiO_3$, e la *struvite* $(NH_4)\,Mg\,PO_4.6\,H_2\,O$.

Alcuni Autori ascrivono a questa classe di simmetria anche i cristalli di *aragonite*, modificazione rombica di $Ca\,CO_3$, di *stronzianite* $Sr\,CO_3$, di *witherite*

Digitized by Google

$BaCO_3$, e di *cerussite* $PbCO_3$; ma gli argomenti per ciò addotti non appaiono del tutto convincenti.

3. *Classe della epsomite*, o *cl. bisfenoidale rombica.* Elem. di simmetria: $A_2 . A'_2 . A''_2$.

La forma a simbolo generale è un *bisfenoide rombico*, destro $\{hkl\}$, o sinistro $\{h\bar{k}l\}$; i due solidi coniugati, poliedri a quattro facce, di tipo tetraedrico, sono fra di loro enantiomorfi. Le altre forme, prismi e pinacoidi, hanno la stessa singonia di quelle della classe bipiramidale rombica.

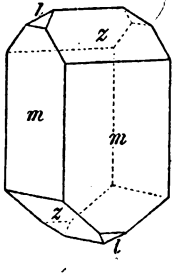


Fig. 93.

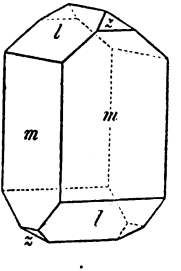


Fig. 94.

Le figg. 93 e 94 ci rappresentano due cristalli di epsomite, in entrambi i quali *m* è il prisma rombico verticale $\{110\}$, *z* il bisfenoide destro $\{111\}$, *l* il coniugato sinistro $\{1\bar{1}1\}$. In uno dei due è prevalente *z*, mentre *l* prevale nell'altro; i due bisfenoidi *z* ed *l* sono tra di loro enantiomorfi.

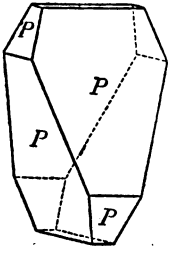


Fig. 95.

L'*epsomite* $MgSO_4 . 7H_2O$, o sale amaro naturale, può essere assunta come rappresentante di questa classe di simmetria, alla quale spettano sopra tutto molti composti del carbonio.

Alcuni Autori moderni, tra i quali il Groth, attribuiscono questo grado di simmetria anche ai cri-

Digitized by Google

stalli di solfo S (modificazione α, rombica). Questo minerale presenta in realtà qualche volta dei cristalli nei quali quattro facce alterne della bipiramide romba {111} sono molto più sviluppate delle altre quattro, come se si trattasse della combinazione di due bisfenoidi (fig. 95); tuttavia nella grandissima maggioranza dei casi lo sviluppo è perfettamente bipiramidale.

VI. Sistema monoclino.

1. *Classe dell'ortoclasio*, o *cl. prismatica.*

Elem. di simmetria: $A_2 . P . C$.

L'asse binario, normale al piano di simmetria, viene assunto sempre come asse y, e orientato orizzontalmente, parallelo alla fronte dell'osservatore.

Come assi x e z si scelgono due spigoli qualunque, posti nel piano di simmetria, cioè perpendicolari a y, ma non perpendicolari tra di loro; l'angolo β tra x e z è dunque $\gtrless 90°$, mentre gli altri due angoli fra gli assi, $\alpha = y \wedge z$ e $\gamma = x \wedge y$, sono $= 90°$. L'asse z si orienta verticale, per convenzione, mentre x si orienta in modo che l'angolo β ottuso sia rivolto verso l'osservatore, ossia che l'estremità positiva di x sia inclinata in basso verso l'avanti. L'orientazione di una sostanza monoclina può dunque essere molto varia, perchè, fermo tenendo l'asse $y = A_2$, gli altri due assi possono, come fu detto, essere scelti secondo l'opportunità, o il capriccio del primo osservatore, in modo qualunque tra gli spigoli reali o possibili contenuti nel piano di simmetria.

Come nel sistema rombico, non esistono facce che taglino parametri uguali su due o più assi; il rap-

Digitized by Google

porto parametrico fondamentale, determinato dalla faccia (111), è $a:1:c$.

La forma generale $\{h\,k\,l\}$ è un *prisma rombico obliquo*, disposto in modo che due suoi diedri opposti siano bisecati dal piano di simmetria; anche $\{o\,k\,l\}$ è un *prisma obliquo*, parallelo all'asse x, mentre $\{h\,k\,o\}$ è un *prisma verticale*, parallelo all'asse z. Le forme parallele a y, asse di simmetria, costituiscono invece dei *pinacoidi* $\{h\,o\,l\}$, coppie di facce parallele ed equivalenti, normali al piano di simmetria; si distinguono poi: il I *pinacoide* {100}, parallelo a $y\,z$; il II *pinacoide* {010}, parallelo al piano di simmetria; e il III *pinacoide*, o *base* {001}, che però non è normale, come nel sistema rombico, ma obliquo sulle facce dei prismi verticali.

Per il calcolo delle costanti, si ricordi che sulla proiezione stereografica, nel triangolo sferico $A\,C\,P$, dove $A = (100)$, $C = (001)$ e $P = (111)$, il valore della tang. dell'angolo in C è $= a$, e quello della tang. dell'angolo in A è $= c$. Il valore dell'angolo β, tra i due assi x e z, è uguale a quello del diedro $A \wedge C$; se questo non è stato misurato direttamente, bisogna calcolarlo. Quando esistano le tre forme {100}, {101} e {$\bar{1}$01}, chiamando v l'angolo $(100) \wedge (101)$, e w l'angolo $(\bar{1}00) \wedge (\bar{1}01)$, si avrà:

$$\text{tang}\,\beta = \frac{2\,\text{sen}\,w\,\text{sen}\,v}{\text{sen}\,(w - v)}.$$

Nel cristallo di ortoclasio della fig. 96, M parallela al piano di simmetria è il pinacoide {010}; l'asse della zona $[P\,y\,x]$, normale a questa faccia, è l'asse binario, o asse y; come asse x si sceglie ordinariamente lo spigolo $P\,n$, e come asse z, verticale, lo spigolo $l\,M$. Allora: P è la base {001}; n un prisma obliquo {021}, parallelo all'asse x; o un prisma obli-

Digitized by Google

quo {111}; *l* un prisma verticale {110}; *y* e *x* due pinacoidi, dai simboli {201} e {101}.

Alquanto appiattito secondo il pinacoide {100} è invece il cristallo di augite della Tav. XXXVIII, terminato alla estremità dell'asse *z* da due ampie facce di prisma obliquo {111}.

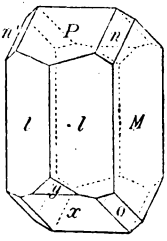


Fig. 96.

Numerosissimi sono i minerali che appartengono a questa classe di simmetria: ricorderemo, tra i principali: il *realgar* As S, il *gesso* $Ca\,SO_4.2\,H_2O$, l'*ortoclasio* $KAl\,Si_3O_8$ (1), e moltissimi altri silicati, appartenenti ai gruppi dei *pirosseni*, degli *anfiboli*, delle *miche*, ecc. Anche il *solfo* (modificazione β) ottenuto per fusione, o *solfo prismatico*, appartiene a questa classe.

2. *Classe domatica*, o *cl. della scolecite.*

Elem. di simmetria: *P.*

La forma a simbolo generale {*h k l*}, e in genere qualunque forma le cui facce siano oblique sul piano di simmetria, sarà costituita da un *doma*, ossia da due facce equivalenti, formanti un diedro bisecato dal *P.*

Pare accertato che questo grado di simmetria sia presentato dai cristalli di due minerali: la *scolecite* $CaAl_2Si_3O_{10}.3H_2O$, e la *clinoedrite* $(ZnOH)\,(CaOH)\,SiO_3$.

3. *Classe della fichtelite*, o *cl. sfenoidale.*

Elem. di simmetria: A_2.

L'asse *y*, non esistendo alcun altro elemento di

(1) Secondo alcuni, l'ortoclasio non sarebbe monoclino, ma triclino pseudo-monoclino (v. § 15); noi non possiamo consentire in tale opinione.

Digitized by Google

simmetria, è polare. La forma a simbolo generale $\{h\,k\,l\}$, come qualunque altra data da facce oblique sull'A_2, è uno *sfenoide*, costituito da due sole facce, convergenti in un diedro verso l'estremità destra o la sinistra dell'A_2; mediante la rotazione di 180° intorno a questo avviene ricoprimento, per scambio tra le due facce. C'è quindi la possibilità di avere cristalli destri e cristalli sinistri, e le combinazioni degli uni sono enantiomorfe con le coniugate dei secondi.

Questa classe, della quale si hanno numerosi esempi tra i composti organici, quali il *saccarosio* o zucchero di canna $C_{12}H_{22}O_{11}$, e l'*acido tartarico* $C_4H_6O_6$, è rappresentata fra i composti naturali dalla *fichtelite*, idrocarburo della composizione $C_{16}H_{32}$, il quale, a stretto rigore, non dovrebbe annoverarsi tra i minerali, essendo esso pure un composto organico.

VII. Sistema triclino.

1. *Classe dell'albite*, o *cl. pinacoidale*.

Elem. di simmetria: *C*.

Nel sistema triclino non si osservano più facce o spigoli tra di loro ortogonali; come assi cristallografici si assumono quindi tre spigoli qualunque, concorrenti in un vertice e tra di loro obliqui, scegliendoli in modo che i simboli delle facce risultino semplici più che sia possibile. Bene inteso, anche in questo, come nei due precedenti sistemi del gruppo trimetrico, la faccia fondamentale (111) taglia sugli assi tre parametri diversi, in modo che il rapporto parametrico di una qualunque faccia $(h\,k\,l)$ sarà

$$\frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l}.$$

Digitized by Google

Per il calcolo delle costanti, α, β, γ, a, c, rimandiamo a quanto si disse a pag. 41 e seg.

Non essendoci altro elemento di simmetria che il centro, ogni faccia dovrà avere la sua parallela equivalente, e queste due insieme costituiranno la forma semplice, comunque essa sia orientata rispetto agli assi: tutte le forme semplici sono dunque dei *pinacoidi*.

La fig. 97 rappresenta una combinazione di quella varietà di albite che è chiamata periclino; è la combinazione dei sette pinacoidi seguenti: $P = \{001\}$; $M = \{010\}$; $l = \{110\}$; $T = \{1\bar{1}0\}$; $r = \{40\bar{3}\}$; $x = \{10\bar{1}\}$; $o = \{111\}$. Come rappresentante di questo grado di simmetria abbiamo scelto l'*albite* $Na\,Al\,Si_3O_8$; si possono inoltre ricordare l'*anortite* $Ca\,Al_2Si_2O_8$, e gli altri *feldspati plagioclasi*, la *cianite* Al_2SiO_5, l'*axinite* $HCa_3\,Al_2\,B\,(SiO_4)_4$, ecc.

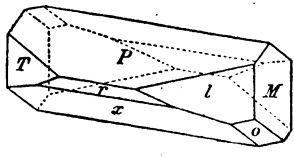


Fig. 97.

2. *Classe pediale.*

Manca ogni elemento di simmetria.

Conseguenza di ciò è che ogni faccia da sola costituisce una forma semplice, o *pedion*; due facce parallele non sono mai, qui, nè equivalenti, nè coesistenti necessariamente. Si possono avere due serie di combinazioni coniugate, enantiomorfe.

Questo grado di simmetria non è presentato da alcun minerale noto; tra le sostanze artificiali si può ricordare il dicromato potassico $K_2\,Cr_2\,O_7$.

Digitized by Google

§ 14. — *Aggruppamenti paralleli. Geminati. Concrescimenti regolari di minerali diversi.*

Oltre ai cristalli *semplici*, formati da un solo individuo omogeneo, si trovano assai frequentemente in natura anche aggruppamenti regolari di cristalli, costituiti di due o più individui cristallini, riuniti secondo una determinata legge, per lo più facile ad essere espressa.

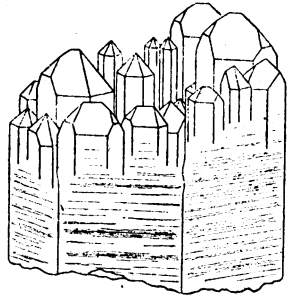


Fig. 98.

Scarsa importanza morfologica hanno di solito i così detti *aggruppamenti paralleli*, gruppi formati da individui spesso numerosi, ma tutti ugualmente orientati, in maniera da presentare le direzioni omologhe parallele e rivolte dalla stessa parte. Ne può dare un'idea il gruppo di cristalli di quarzo della fig. 98. Morfologicamente questi gruppi non differiscono per nulla da un cristallo semplice; ma il loro studio può talora essere utile, per illustrare le

Digitized by Google

condizioni genetiche del minerale, specialmente quando i diversi individui del gruppo, pure essendo isorientati, abbiano diverso *abito* cristallino, per la prevalenza di forme differenti, e accennino ad essersi formati in tempi successivi, sotto l'influenza di circostanze diverse. Così nella calcite che non raramente si osserva nelle geodi del granito di Baveno, individui largamente tabulari o lamellari secondo la base si trovano concresciuti parallelamente sopra individui cristallini più antichi, prismatici o altrimenti sviluppati, dello stesso minerale.

Talora il gruppo nel suo insieme riproduce grossolanamente una forma semplice differente da quella dei singoli individui; abbastanza comuni sono per es. i gruppi ottaedrici formati da numerosissimi piccoli individui cubici di fluorite.

Più notevoli assai sono gli aggruppamenti di cristalli della stessa specie, nei quali gli individui non sono paralleli, ma riuniti secondo una legge determinata, che spesso è caratteristica, e si trova verificata sopra moltissimi cristalli dello stesso minerale, nella stessa località; questi diconsi *geminati*.

Due individui cristallini geminati possono venire in posizione di ricoprimento, in modo che l'uno prenda nello spazio la posizione occupata dall'altro, o per rotazione intorno ad un asse (*asse di geminazione*), o per riflessione speculare rispetto ad un piano (*piano di geminazione*). Nella maggioranza dei casi il ricoprimento può avvenire indifferentemente in un modo o nell'altro: così i due cubi incrociati della fig. 99 possono ricoprirsi sia per rotazione di 180° intorno all'asse ternario OO, sia per riflessione speculare rispetto alla faccia d'ottaedro normale a detto asse. Secondo la stessa legge sono riuniti i due ottaedri, pure incrociati, della fig. 100;

Digitized by Google

è evidente che nei due individui coincidono in un piano le due facce d'ottaedro normali all'asse ternario O; è indifferente in questo caso dire che asse di geminazione è l'A_3, o che piano di geminazione è una faccia di ottaedro. Nella maggior parte dei casi il piano di geminazione è una faccia, reale o possibile, del cristallo, oppure un piano normale ad uno spigolo, reale o possibile; l'asse di geminazione in questi casi è dunque uno spigolo reale o possibile, oppure

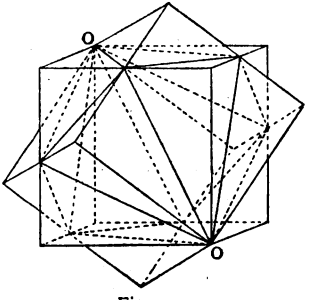


Fig. 99.

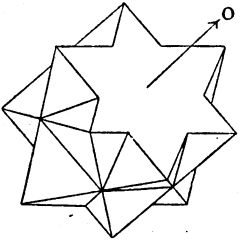


Fig. 100.

una retta normale ad una faccia possibile. Nel caso prima considerato l'una e l'altra cosa sono vere, poi che l'A_3 normale alla faccia di ottaedro è spigolo possibile: è anzi l'asse di una zona che comprende sei facce di rombododecaedro.

Frequentemente i due individui geminati, invece di essere completamente sviluppati a modello e *incrociati*, o, come si dice anche, poco correttamente, interpenetrati, come quelli delle figg. 99 e 100, sono limitati uno rispetto all'altro da un *piano di contatto*, che spesso è parallelo allo stesso piano di geminazione. È il caso dei due ottaedri della fi-

gura 101, nei quali il piano di geminazione, ch'è una faccia d'ottaedro, precisamente come nel gruppo della fig. 100, è anche piano di contatto, e separa nettamente i due individui uno dall'altro.

Anche geminati formati dall'unione di due solidi coniugati si trovano frequentemente; nella pirite, ad es., sono assai comuni i gruppi di due pentagonododecaedri incrociati, come quello della fig. 102, dove uno dei due individui fu tratteggiato, per meglio distinguerlo dall'altro. Norma di tale riunione è la

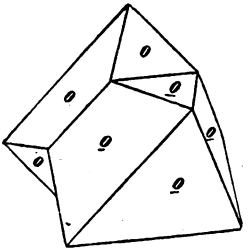


Fig. 101.

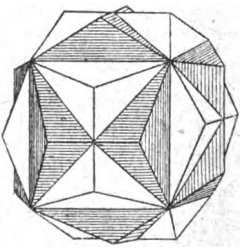


Fig. 102.

seguente: piano di geminazione una faccia di rombododecaedro {110}; anche per rotazione di 180° intorno alla normale a tale faccia i due individui si ricoprono.

Quando i due solidi coniugati, invece di essere tra loro congruenti, come nel caso della pirite, siano tra loro enantiomorfi, come accade nei cristalli delle classi mancanti di piani e di centro di simmetria, differenti sono i gruppi che si possono ricoprire per riflessione speculare, da quelli che si ricoprono per rotazione intorno ad un asse; noi sappiamo infatti che la immagine speculare di un trapezoedro sini-

stro è un trapezoedro destro; ma un trapezoedro sinistro resta sempre tale, comunque girato intorno ad un asse qualsiasi.

Nel quarzo possiamo avere i due casi, ben distinti. La fig. 103 rappresenta un geminato di due individui destrogiri, dei quali uno ricopre l'altro per rotazione di 180° intorno all'A_3, e perfettamente compenetrati, in modo da simulare un individuo semplice, a singonia trapezoedrica esagonale; la corrosione svelerebbe che ognuna delle facce della apparente

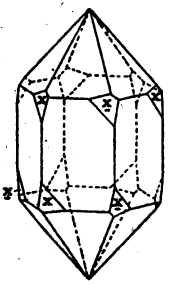


Fig. 103.

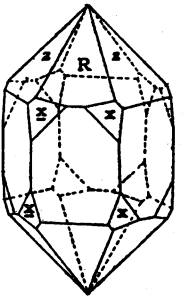


Fig. 104.

bipiramide esagonale appartiene in parte al romboedro diretto dell'un individuo, e in parte all'inverso dell'altro. Geminati simili sono frequentissimi nel cristallo di rocca alpino.

Nel quarzo violetto (ametista) del Brasile sono invece comuni i geminati come quello della fig. 104, composti di due individui, pure incrociati in modo da simulare un cristallo semplice, a singonia scalenoedrica: un individuo è destrogiro, l'altro levogiro, e i due sono simmetrici rispetto ad un piano parallelo ad una faccia possibile del prisma esagono di II ordine {10$\bar{1}$}.

Molte volte il gruppo geminato assume un aspetto caratteristico, tanto da venire distinto con un nome speciale. Così i cristalli di cassiterite geminati secondo {101} mostrano tra i due individui un angolo rientrante, che valse loro il nome di *cristalli a becco di stagno* (Tav. XXII). Anche i geminati di gesso secondo {101}, a facce curve, sono ordinariamente designati col nome di *cristalli a ferro di lancia*, o *a coda di rondine*. (Tav. XLVIII).

Oltre ai geminati di due soli cristalli, ne abbiamo frequentemente di quelli formati da maggior numero di individui. Questi gruppi geminati possono essere *polisintetici*, oppure *multipli*.

Nel primo caso il piano di geminazione è sempre lo stesso, e si tratta solo di una ripetizione alternante dei due individui. Nella fig. 105 vediamo un geminato per contatto di due individui triclini di albite, simmetrici rispetto ad un piano parallelo al pinacoide *B* {010}; il gruppo della fig. 106 è invece formato di sei individui appiattiti secondo il piano di contatto, e rispettivamente paralleli, alternatamente, all'uno o all'altro dei due individui del gruppo precedente. Qualche volta, specie nei feldspati plagioclasi, grande è l'appiattimento dei singoli individui, che si riducono a sottilissime lamelle; un geminato polisintetico di questo genere è quello della fig. 107, nel quale la struttura lamellare è tanto sottile e fitta, che solo dalla striatura sulle facce, escluse ben inteso le *B*, si può riconoscerlo come un gruppo costituito da numerosi individui associati, mentre, grossolanamente, esso giunge a simulare la simmetria monoclina del feldspato ortoclasio.

Nei geminati multipli i diversi individui possono essere riuniti secondo piani di geminazione non paralleli, ma corrispondenti a diverse facce della me-

Digitized by Google

desima forma semplice. Nell'aragonite, e in altri carbonati rombici dello stesso gruppo, si trovano con molta frequenza dei trigeminati, formati come quello

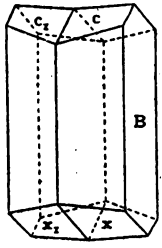


Fig. 105.

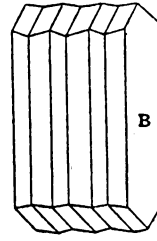


Fig. 106.

che si vede, projettato sulla base, nella fig. 108. Il I e il II individuo sono simmetrici rispetto ad

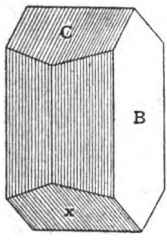


Fig. 107.

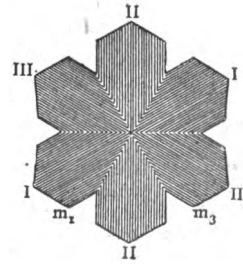


Fig. 108.

una faccia m_1 del prisma rombico verticale; secondo altra faccia m_3 dello stesso prisma è simmetrico il III rispetto al II; e poi che l'angolo del prisma nella aragonite non è molto diverso da 120° (116°.12'), le

Digitized by Google

facce di prisma degli individui I e III, che nella figura sono rivolte lateralmente, a destra e a sinistra, finiscono quasi per coincidere, e il gruppo assume una pseudosimmetria esagonale, ch'è tanto più chiara quanto più le docce laterali formate dalle facce di pinacoide tendono a scomparire, per maggiore sviluppo delle facce prismatiche. Questo risulta evidentissimo dall'esame dell'esemplare rappresentato nella Tav. XXX, in cui, se non fossero le striature sulla base, si potrebbe, ad un esame superficiale, ritenere di aver a che fare veramente con un prisma esagonale.

Più complessi sono i casi nei quali i piani di geminazione del gruppo multiplo sono facce spettanti a forme diverse; gruppi di questo genere si trovano abbastanza spesso nei feldspati, nel quarzo, nei pirosseni, ecc.

Ma non solamente tra cristalli della stessa specie minerale si trovano aggruppamenti regolari; qualche volta questi si osservano pure tra individui di specie interamente differenti, e per composizione chimica, e per il tipo e il grado di simmetria. Sulla base dei cristalli trigonali tabulari dell'ematite di località alpine si trovano concresciuti numerosi piccoli individui tetragonali di rutilo, disposti in modo che una faccia di prisma di II ordine del rutilo sia parallela alla faccia di base della ematite, e l'asse quaternario del rutilo sia normale ad uno degli spigoli di intersezione della base con le tre facce del romboedro fondamentale; gli individui di rutilo sono dunque disposti in tre sistemi incrociati a 120° tra loro, come si rileva dalla fig. 109.

Concrescimenti regolari sono pure frequenti tra ortoclasio (feldspato monoclino) e albite (feldspato triclino); nelle druse del nostro granito di Baveno

Digitized by Google

si vedono spesso, sui grossi cristalli rosei di ortoclasio, dei rivestimenti limpidi incolori di albite, orientata per modo che i due minerali abbiano pa-

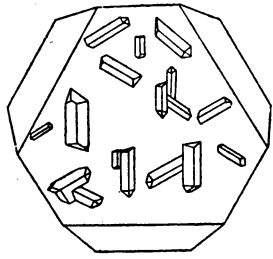


Fig. 109.

ralleli il pinacoide laterale {010} e l'asse verticale.

§ 15. — *Cenni sul concetto di meroedria. Pseudosimmetria. — Mimesia.*

Nell'esporre gli elementi di simmetria e le forme possibili delle singole classi cristalline, noi ci siamo fin qui attenuti ad una classificazione puramente geometrica, rispetto alla quale ogni classe può essere trattata indipendentemente dalle altre, senza parlare di *derivazione* delle forme di una classe dalle forme dell'altra. Abbiamo tuttavia potuto osservare come in ogni sistema ci sia una classe a più alta simmetria, la quale possiede tutti insieme gli elementi di simmetria che si osservano nelle altre classi dello stesso sistema, per modo che gli elementi di simmetria di queste ultime possono essere, dal punto di vista didattico, considerati come una riduzione, o scelta

Digitized by Google

parziale, degli elementi di quella. E per quanto riguarda le forme a simbolo generale, più volte abbiamo fatto notare che le due, o le quattro forme coniugate corrispondenti, possibili nelle classi a più bassa simmetria di un sistema, riproducono, se insieme combinate a pari sviluppo, la forma semplice della classe a più alta simmetria. Queste forme coniugate hanno rispettivamente la metà od un quarto delle facce della forma corrispondente della classe a più alta simmetria, e diconsi perciò anche *forme emiedriche*, o, rispettivamente, *tetartoedriche* (in generale, *meroedriche*), in confronto a quest'ultima, che vien detta *oloedrica*.

Così, nella classe della blenda, i due esacistetraedri possono essere considerati come emiedrie dell'esacisottaedro che abbiamo visto nella classe della fluorite; e analogamente si comportano i due deltoidedodecaedri rispetto al triacisottaedro, i due triacistetraedri di fronte all'icositetraedro, i due tetraedri di fronte all'ottaedro. Basta infatti nelle forme oloedriche supporre presenti solo le facce degli ottanti alterni, e soppresse le altre, cominciando rispettivamente da destra o da sinistra, per avere le relative forme emiedriche della classe della blenda.

Analogamente, dall'esacisottaedro si ottengono i due diacisdodecaedri della classe della pirite, sopprimendone le facce alterne, in modo che sia rispettata la simmetria rispetto ai 3 P; e nella classe della silvite i due icositetraedri pentagonali, sopprimendo pure le facce alterne dell'esacisottaedro, in modo non corrispondente nei due ottanti adiacenti.

Applicando poi insieme due qualunque di queste emiedrie, una dopo l'altra, si otterrebbero i quattro pentagonododecaedri tetraedrici della classe della ullmannite (1).

(1) Anche le forme del sistema trigonale potrebbero derivarsi

Digitized by Google

Abbiamo pure già avvertito come lo studio puramente geometrico delle forme non sia sempre sufficente a determinare la vera simmetria di un cristallo; e come la combinazione di due forme emiedriche coniugate (p. es. dei due tetraedri, destro e sinistro) non possa essere per tal via distinta dalla relativa forma oloedrica (p. es. l'ottaedro). Già sappiamo che a tale scopo si ricorre allo studio della fina struttura (v. § 16), delle proprietà fisiche, degli effetti della corrosione, ecc.

Ma mentre in taluni casi la differenza fisica tra le due forme emiedriche coniugate è molto forte, e la distinzione è facilissima, come abbiamo visto nella blenda, in altri casi la differenza è pochissimo sensibile, e si può anche restare in dubbio se si tratti veramente di una forma semplice, o della combinazione di due forme emiedriche coniugate. Si parla dunque di *emiedria forte* e di *emiedria debole*; tipo di quest'ultima è per es. il diamante, nel quale i due tetraedri sono così poco diversi fisicamente, che se non fossero le recenti indagini sulla sua fina struttura, sarebbe lecito dubitare se per avventura il minerale non fosse da ascriversi alla classe della fluorite, anzichè a quella della blenda. Abbiamo pur visto come lo stesso possa dirsi per la wulfenite, della quale non si saprebbe oggi con sicurezza dire se essa spetti alla classe bipiramidale, o alla piramidale tetragonale; e si potrebbero citare altri esempi.

---

per meroedria da quelle del sistema esagonale: la combinazione dei due scalenoedri coniugati, diretto e inverso corrispondenti, è geometricamente identica alla bipiramide diesagonale; quella dei due romboedri è identica alla bipiramide esagonale di I ord. Molti Autori riuniscono infatti i due sistemi in uno solo; noi, per varie ragioni che qui sarebbe fuor di luogo esporre, crediamo meglio tenere separate le forme caratterizzate da un A_6, da quelle la cui caratteristica è invece un A_3 singolare.

Digitized by Google

Lo studio della simmetria dei cristalli e il loro riferimento ad una determinata classe cristallina vengono spesso resi più difficili anche da altre cause. Una delle principali è la frequenza con la quale si osserva che i valori angolari di un cristallo di un dato sistema si avvicinano a quelli di un sistema a simmetria superiore; e spesso la distribuzione delle facce aiuta a *simulare* tale simmetria di grado più elevato.

Un esempio classico di questo fenomeno è la *pseudosimmetria* esagonale dei carbonati rombici del gruppo dell'aragonite. Nel cristallo di cerussite della fig. 110, *p* è il prisma rombico {110}, *b* il pinacoide {010}, *o* la bipiramide romba fondamentale {111}, e *q* il prisma rombico orizzontale {021}; essendo l'angolo del prisma *p* molto vicino a 120°, e l'angolo $p \wedge o$ poco diverso dall'angolo $b \wedge q$, tutto il cristallo assume una notevole rassomiglianza con un cristallo esagonale, e la rassomiglianza può aumentare quando, come spesso capita, *p* e *b* da una parte, *o* e *q* dall'altra siano di sviluppo perfettamente uguale.

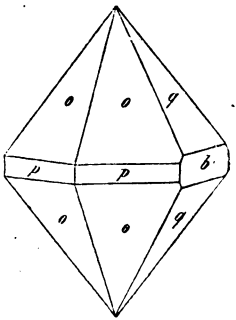


Fig. 110.

Analogamente, i feldspati triclini, albite, anortite e miscele relative, hanno angoli molto simili a quelli del feldspato monoclino, ortoclasio, e anche nell'abito, o *facies* cristallina, dato dallo sviluppo relativo delle diverse forme, si ha non di rado una notevolissima rassomiglianza.

Ma la pseudosimmetria può essere ancora complicata dalla esistenza di geminazioni, polisintetiche

Digitized by Google

o multiple, con formazione di gruppi a simmetria apparente molto superiore alla reale; abbiamo già visto come un trigemino di aragonite possa simulare un cristallo esagonale: e altresì come un polisintetico di albite possa imitare la simmetria di un cristallo monoclino di ortoclasio (v. pag. 128). Questo fenomeno, assai frequente, e caratteristico di certi gruppi minerali, chiamasi *mimesia*.

§ 16. — *Struttura dei cristalli.*

Abbiamo accennato (pag. 26) alle considerazioni ipotetiche le quali condussero Haüy alla scoperta della legge fondamentale che porta il suo nome. Vediamo ora di ritornare sull'argomento, per dare al lettore almeno un'idea, sia pur sommaria e superficiale, dei risultati straordinariamente importanti ottenuti in questo campo dalla indagine moderna.

Il punto di partenza di Haüy fu l'osservazione della sfaldatura: dal ripetersi indefinito, fino alle più piccole dimensioni ottenibili sperimentalmente, della divisibilità per sfaldatura, secondo piani sempre paralleli tra loro, in modo da permettere di ricavare dai cristalli di alcune sostanze dei solidi caratteristici, ad es. dei cubetti nella galena e nel salgemma, dei romboedri nella calcite, Haüy aveva tratto l'ipotesi che i cristalli fossero costituiti dalla giustapposizione, a perfetto contatto, di particelle parallelepipediche, estremamente piccole, dette *molecole integranti*, o *molecole sottrattive*, aventi precisamente la forma del solido di sfaldatura. Un cubo di galena o di salgemma poteva così considerarsi come formato dalla giustapposizione di innumerevoli cubetti, piccolissimi, tutti uguali e paralleli tra loro; un romboedro di calcite, da innumerevoli particelle romboedriche, ecc.

Digitized by Google

Le altre facce del cristallo potevano allora supporsi originate *per decrescimento*, ossia per sottrazione regolare e progressiva di particelle, dal solido complesso fondamentale, a partire dagli spigoli o dai vertici. Se sopra una delle facce di un cubo, formato come si è detto da una quantità di *molecole integranti* cubiche, si tolga un certo numero di file di molecole, appartenenti allo strato superiore, e parallele ad uno degli spigoli; poi, nello strato successivo, si tolga un numero di file di particelle inferiore di una al precedente, e così successivamente, per decrescimento regolare, si otterrà al posto dello spigolo una serie di piccoli gradini, in ognuno dei quali la larghezza sarà uguale all'altezza. Considerando questa superfice a gradinata come un piano, ciò che è perfettamente lecito, data la estrema piccolezza dei rilievi rispetto agli ordinari nostri mezzi di osservazione, si rileva che tale piano ha la posizione di una faccia di rombododecaedro. Operando in modo analogo su tutti gli spigoli del cubo, o, se si vuole, ciò che fa lo stesso, supponendo ad ogni faccia del cubo sovrapposti per accrescimento strati su strati di particelle, ognuno dello spessore di una particella, in modo che ad ogni strato successivo ne sia tolta una fila in ogni direzione, verremo ad avere precisamente un rombododecaedro, come chiaramente risulta dalla fig. 111.

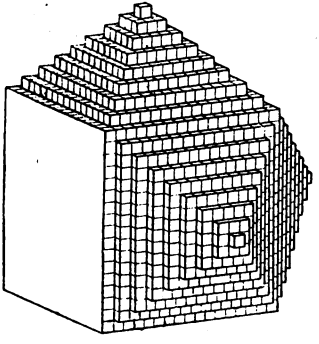


Fig. 111.

Digitized by Google

Sottraendo invece due file per ogni strato successivo, le quattro gradinate che prendono il posto di ogni faccia di cubo vengono ad avere i gradini di larghezza doppia dell'altezza, in modo da costituire le ventiquattro facce del tetracisesaedro {210}; sottraendone tre, si ottengono le facce del tetraciseraedro {310}, e così di seguito. È evidente che una faccia così ottenuta in un cristallo qualunque, per decrescimento, uguale o diverso nelle tre direzioni degli spigoli del parallelepipedo fondamentale, sarà sempre tale da soddisfare alla legge di razionalità, trattandosi di sottrazione di numeri interi di particelle. Una faccia di esacisottaedro potrà per es. ottenersi operando, al vertice del cubo, un decrescimento regolare di tre diversi numeri di molecole, in profondità, in larghezza ed in altezza.

L'ipotesi di Haüy, quantunque abbia prodotto frutti tanto cospicui, chiarendo il legame, rimasto per sì lungo tempo oscuro, tra le diverse facce di uno stesso cristallo, fu presto dovuta abbandonare, nella sua forma originale, perchè questa non corrispondeva alle nuove idee intorno alla costituzione della materia. Secondo queste idee, infatti, le particelle, quali esse siano, che costituiscono i cristalli, non possono essere supposte a contatto immediato l'una con l'altra, bensì sono da ritenersi separate da distanze relativamente considerevoli, in modo che esse possano compiere i movimenti dai quali sono continuamente animate.

La materia cristallina, cioè, non è continua, ma tipicamente *discontinua*. La discontinuità della materia cristallina e il modo di variazione delle sue proprietà fisiche, che chiaramente accenna ad una *struttura regolare*, sono invece in perfetto accordo con la ipotesi che rappresenta i corpi cristallizzati come for-

Digitized by Google

mati da sistemi di punti, da considerarsi quali i centri di gravità delle particelle materiali (atomi o molecole) e disposti in maniera da costituire un reticolato a tre dimensioni, a maglie parallelepipediche.

La fig. 112 dà un' idea di un *reticolo spaziale* di questo genere. Se A_0 è un punto, o *nodo*, del reticolo, e A_1 un altro punto identico, distante di a dal primo, e tale che lungo la retta che li congiunge non ce ne sia un altro più di esso vicino ad A_0, poi che la struttura deve essere *regolare*, ed intorno ad A_1 la distri-

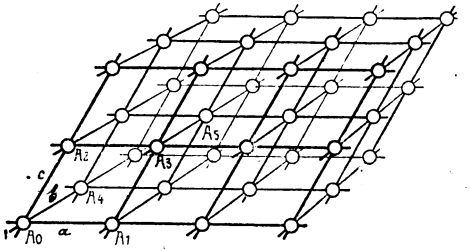


Fig. 112.

buzione degli altri punti deve essere la stessa come intorno ad A_0, lungo la retta $A_0 A_1$ deve trovarsi una *fila*, o *filare*, di punti, tutti distanti di a uno dall'altro.

Sia A_2 un altro punto, posto fuori della fila $A_0 A_1$, e tale che, fuori della fila stessa, non ce ne sia un altro più vicino ad A_0, e sia $= c$ la sua distanza da A_0; nella direzione $A_0 A_2$ dovrà trovarsi una fila di molecole, inclinata su $A_0 A_1$ di un angolo determinato, lungo la quale tutti i punti saranno alla stessa distanza c. Poi che intorno ad A_1 la distribuzione dei punti del reticolo deve essere uguale come intorno ad A_0, anche da A_1, come da tutti gli altri punti del primo

Digitized by Google

filare considerato, dovranno partire altrettanti filari, tutti paralleli ad $A_0 A_2$, e tutti formati da punti distanti fra loro di c. Si forma così un *piano reticolato*, a maglia romba; la *maglia elementare* di questo reticolo è il parallelogrammo $A_0 A_1 A_3 A_2$; tutto il piano resta diviso in maglie rombe identiche a questa, e ugualmente disposte; altri punti simili nel piano non esistono, all'infuori di quelli costituenti i nodi del reticolato anzidetto.

Sia ora un punto A_4, e sia questo il più vicino ad A_0, tra quelli non contenuti nel piano reticolato $A_0 A_1 A_2$; in causa della nota premessa, anche per A_4 deve passare una fila di molecole parallela ad $A_0 A_1$ e una parallela ad $A_0 A_2$; anche per A_4 cioè dovrà passare un piano reticolato parallelo, la cui maglia elementare $A_4 A_5$ sarà identica alla $A_0 A_3$; e così per ogni punto del filare $A_0 A_4$, lungo il quale i singoli punti saranno tutti posti alla stessa distanza b.

Si ottiene in tal modo una gabbia parallelepipedica, o *reticolo spaziale*, formato da tanti parallelepipedi, tutti uguali al *parallelepipedo elementare* $A_0 A_4 A_5 A_3$. Altri punti equivalenti, date le premesse, non possono esistere nel sistema, fuori dei nodi di tale maglia a tre dimensioni. Questa è caratterizzata dai valori delle inclinazioni fra i tre filari che passano per uno stesso punto, e dalla lunghezza dei lati del parallelepipedo elementare, a, b, c. È evidente che, in un sistema di questo genere, una retta qualunque la quale unisca due nodi, la cui distanza sia d, e tra i quali non ne sia, sulla stessa retta, interposto un terzo, sarà un filare di punti, tutti tra loro equidistanti, cioè posti alla distanza d uno dall'altro; così per es. la retta $A_0 A_3$, diagonale di una maglia nel piano $A_0 A_1 A_2$; così pure la retta $A_0 A_5$, diagonale del parallelepipedo elementare prima considerato. Un piano qualunque, passante per tre punti del sistema non

Digitized by Google

posti sur una stessa retta, sarà un piano reticolato; così il piano $A_1 A_2 A_4$, i cui parametri, riferiti ai tre filari aventi per origine A_0, saranno *a*, *b*, *c*. Qualunque altro piano reticolato, che nello stesso sistema passi per tre qualsiansi altri punti dei tre filari considerati, se riferito agli stessi assi, o filari, avrà evidentemente sempre indici interi, perchè i suoi parametri saranno multipli interi di *a*, *b*, e *c*.

Si deduce da quanto sopra che un mezzo discontinuo di questo genere è omogeneo ed anisotropo: omogeneo, perchè l'ordinamento dei nodi è lo stesso intorno a qualunque di essi; anisotropo, perchè la distanza tra i nodi è la stessa lungo filari paralleli, mentre è, in generale, diversa se si confrontano tra loro due filari non paralleli. La *densità reticolare*, ossia il numero dei nodi contenuti nella unità di superfice, è la stessa in piani reticolati paralleli, mentre è diversa in piani reticolati non paralleli; la distanza tra due piani reticolati paralleli crescerà col valore della loro densità reticolare.

Fu merito di Frankenheim (1835) e specialmente di Bravais (1850), avere stabilito quali siano i vari tipi, o specie, di reticoli spaziali possibili ad esistere nelle sostanze cristalline; questi tipi sono in numero di 14, sette dei quali, però, deducibili per complicazione dagli altri sette, che sono i veri tipi semplici fondamentali, e che corrispondono perfettamente ai sette sistemi cristallini.

Vediamo rapidamente quali siano i quattordici tipi di Bravais.

1) Il parallelepipedo elementare (fig. 113) è obliquangolo; i tre filari fondamentali fanno tra loro tre angoli diversi, e diverse tra loro sono le distanze *a*, *b*, *c* fra i nodi del medesimo. È il caso generale, corrispondente al *sistema triclino*.

Digitized by Google

2) I tre lati del parallelepipedo elementare, *a*, *b*, *c*, sono ancora diversi tra loro, ma uno di essi è normale al piano formato dagli altri due (fig. 114); si ha una forma di prisma obliquo a base rettangolare, che corrisponde alla simmetria del *sistema monoclino* (tipo pinacoidale).

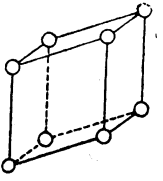


Fig. 113.

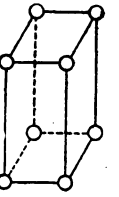


Fig. 114.

3) Se si suppone che ad un sistema come il precedente ne sia compenetrato un altro, con esso congruente, e disposto in modo che i vertici del secondo coincidano coi punti di mezzo delle facce di base del primo [1], ne deriva un reticolato ad elementi prismatici obliqui a base romba, la cui simmetria è ancora quella del *sistema monoclino* (tipo prismatico), come nel reticolato semplice dal quale questo è derivato (figura 115).

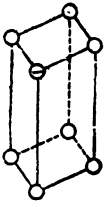


Fig. 115.

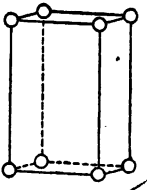


Fig. 116.

4) Il parallelepipedo elementare è a tre dimensioni diverse, ma le sue facce sono tra loro ortogonali (fig. 116); questo tipo, prismatico retto a base rettangolare, corrisponde alla simmetria del *sistema rombico* (tipo pinacoidale).

5) Per compenetrazione del reticolato prece-

[1] I due reticoli semplici si ricoprono per *traslazione* lungo una delle diagonali della maglia rettangolare, per una lunghezza uguale a ½ di tale diagonale.

Digitized by Google

dente con un altro congruente, disposto in modo che i vertici del secondo occupino i punti di mezzo delle facce di base del primo, si ha un reticolato complesso, in cui il parallelepipedo elementare è un prisma retto a base romba (fig. 117); anche questo ha la simmetria del *sistema rombico* (tipo prismatico).

6) Un reticolo spaziale doppio, avente ancora la simmetria del *sistema rombico*, si può ottenere pure supponendo che al reticolo semplice del n° 4 ne sia compenetrato un secondo, congruente, in modo che i vertici di questo occupino il centro dei paralle-

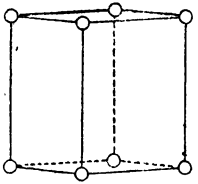


Fig. 117.

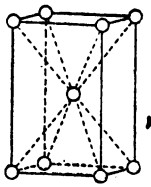


Fig. 118.

lepipedi elementari del primo. Si ha così un reticolo parallelepipedo-rettangolo centrato, corrispondente alla combinazione di due prismi rombici orizzontali, ad assi ortogonali tra loro, e di angolo diverso (fig. 118).

7) Con la simmetria del *sistema rombico* è finalmente compatibile anche un reticolo quadruplo, corrispondente ad una duplicazione di quello al n° 5, fatta in modo che ad un reticolo prismatico rombico ne sia compenetrato un altro, congruente, così che i vertici del secondo occupino il centro dei parallelepipedi elementari del primo (fig. 119). Si ha così un tipo di reticolo prismatico centrato, corrispondente ad una bipiramide rombica.

Digitized by Google

8) Quando in un reticolo parallelepipedico a facce ortogonali due dimensioni diventino tra di loro uguali, cioè sia $a = b$, si ottiene un reticolo prismatico retto, a base quadrata (fig. 120), corrispondente alla simmetria del *sistema tetragonale*.

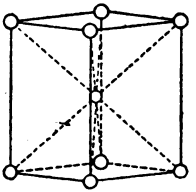


Fig. 119.

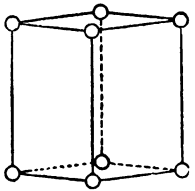


Fig. 120.

9) Per duplicazione di questo reticolo, ottenuta mediante compenetrazione di un secondo reticolo identico al primo, in modo che i vertici del secondo occupino il centro dei parallelepipedi elementari del primo, si ha un tipo prismatico quadrato centrato (figura 121), (bipiramidale tetragonale) che ha ancora la simmetria del *sistema tetragonale*.

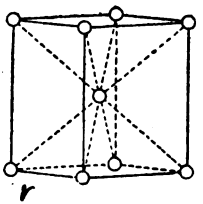


Fig. 121.

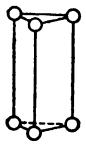


Fig. 122.

10) Un caso speciale del reticolo prismatico retto a base romba del n° 5 si ha quando l'angolo del prisma sia esattamente = 60°. In tal caso si ottiene un reticolo che può essere scisso in elementi prismatici triangolari a base equilatera (fig. 122). La simmetria del complesso è esagonale, potendo esso rappresentarsi come un sistema prismatico esago-

Digitized by Google

nale a facce di base centrate (fig. 123). Questa simmetria corrisponde a quella del *sistema esagonale*.

11) Quando il parallelepipedo elementare sia obliquangolo, ma coi lati uguali, e con i tre angoli

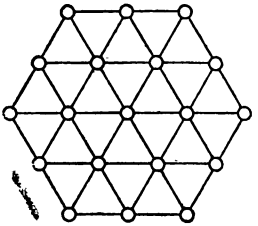


Fig. 123.

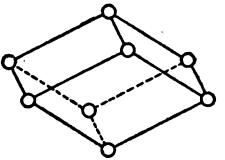


Fig. 124.

concorrenti ad un vertice uguali tra loro, il reticolo è romboedrico (fig. 124), ed ha una simmetria corrispondente a quella del *sistema trigonale*.

12) Divenendo uguali le tre dimensioni in un reticolo a facce ortogonali, si ha il tipo cubico semplice (figura

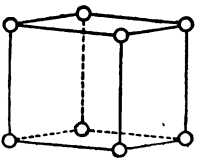


Fig. 125.

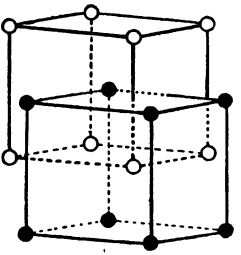


Fig. 126.

125), che corrisponde alla simmetria del *sistema monometrico*.

13) Un tipo cubico centrato si può ottenere per

Digitized by Google

duplicazione del precedente, supponendo la compenetrazione di due reticoli cubici congruenti, in modo che i vertici dell'uno coincidano col centro dei cubi elementari dell'altro (figg. 126 e 127). Anche questo reticolo ha la simmetria del *sistema monometrico.*

14) La stessa simmetria del *sistema monometrico* presenta finalmente l'ultimo dei tipi di struttura di Bravais, quello del reticolo cubico a facce centrate (fig. 128), quale si può ottenere immaginando che ad un reticolo cubico semplice come quello del n° 12 ne siano compenetrati tre altri, congruenti, in modo

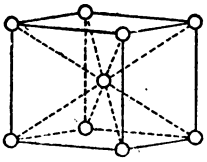


Fig. 127.

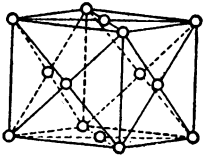


Fig. 128.

che i vertici di questi coincidano coi centri delle facce del primo. Questo tipo si può chiamare anche ottaedrico, in confronto col precedente, rombododecaedrico, e con quello del n° 12, più precisamente cubico.

Come si vede, i tipi di struttura di Bravais ci rappresentano i gradi di simmetria delle sette classi cristalline oloedriche dei sette sistemi di simmetria; ognuno dei tre ultimi tipi di reticolo, per es., cioè il cubico semplice, il cubico centrato, e il cubico a facce centrate, possiede i nove piani e i tredici assi di simmetria che abbiamo fin dal principio imparato a scoprire nel cubo geometrico regolare. Per

ottenere una completa rappresentazione dei diversi gradi di simmetria di tutte le 32 classi, si è pensato di ricorrere a più complesse operazioni di ricoprimento, sostituendo, nei tipi di Bravais, ogni punto con un *gruppo di punti*, per modo da ottenere non più un sistema punteggiato semplice, ma un sistema complesso, risultante da parecchi reticolati semplici, eguali e paralleli, intrecciati gli uni negli altri. Naturalmente, le molecole o gli atomi, i cui centri di gravità sono rappresentati dai nodi del reticolo, saranno tra loro paralleli se appartenenti ad uno stesso reticolo semplice, mentre in generale non saranno più paralleli se spettanti a due reticoli diversi, tra loro intrecciati. È stato primo Sohncke (1879) a svolgere una teoria della struttura cristallina, cercando di determinare tutti i sistemi di punti che corrispondono alla condizione che la loro disposizione sia uguale intorno a ciascuno di essi; la derivazione se ne può fare studiando le operazioni che conducono uno di tali sistemi in posizione di ricoprimento. Queste operazioni sono: *traslazioni* parallele, lungo la direzione di un filare; *rotazioni* intorno ad un asse; *rotazioni combinate con traslazioni*, cioè movimenti elicoidali intorno ad un asse. Quest'ultimo tipo di elemento di simmetria, particolare alla finissima struttura dei cristalli, è nuovo per noi, che abbiamo considerato finora soltanto la loro forma esterna. Esso si chiama *elicogira*; e come esistono assi a periodo 2, 3, 4, 6, così possiamo avere *elico-di-*, *tri-*, *tetra-*, ed *esagire*. La fig. 129 ci dà l'idea di una *elicotetragira*: il ricoprimento di due punti avviene qui per rotazione di 90° intorno all'asse verticale, seguita da traslazione, parallelamente all'asse stesso,

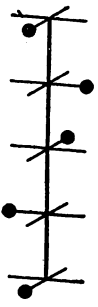


Fig. 129.

di ¼ della distanza che separa tra loro due punti posti sulla stessa verticale. Il punto descrive cioè, con successive rotazioni-traslazioni, un'elica intorno all'asse, fino a raggiungere, dopo quattro rotazioni-traslazioni, una posizione in cui l'atomo o molecola che esso rappresenta torni in posizione parallela alla posizione di partenza.

Sohncke ha potuto così distinguere 65 tipi di sistemi di punti, i quali corrispondono alla maggior parte dei gradi di simmetria delle classi cristalline, ma non a tutti. Una più completa soluzione del problema si è avuta per opera di Fedorow e di Schönflies, i quali, indipendentemente l'uno dall'altro, applicando alla derivazione dei sistemi di punti non più soltanto traslazioni, rotazioni, e rotazioni-traslazioni, ma altresì riflessioni rispetto a piani, e combinazioni di riflessioni con traslazioni e riflessioni con rotazioni, riuscirono a dimostrare la possibilità di ottenere ben 230 sistemi complessi di punti, i quali si suddividono, rispetto al grado di simmetria da essi posseduto, precisamente in 32 classi, identiche a quelle note, e derivabili dalla combinazione teorica di piani, assi e centro di simmetria, secondo Hessel:

Tutti questi studi teorici, fondati su basi puramente ipotetiche, partivano dal presupposto di considerare i punti costituenti i nodi dei reticoli come i *centri di gravità di molecole*, sia che sotto questo nome si intendessero le molecole chimiche, sia particelle fisiche supposte formate di più molecole chimiche della sostanza. Già nel 1888 però il Sohncke aveva esposto l'idea che al posto delle molecole nei reticoli cristallini potessero stare veramente gli atomi elementari; più tardi Groth aveva più esplicitamente manifestato il pensiero che i cristalli risul-

Digitized by Google

tassero da reticoli complessi, formati da tanti reticoli semplici congruenti, tra loro intrecciati, nei quali, ai nodi di ogni singolo reticolo semplice, stessero gli atomi di uno stesso elemento.

La dimostrazione che questa geniale intuizione di Groth risponde alla realtà, e che l'esistenza di quella struttura reticolata ch'era stata proposta come una ardita ipotesi è un fatto reale, constatabile sperimentalmente, si ebbe solo da pochi anni, per merito principalmente di Laue. Fu questi che, nel 1912, desiderando di dimostrare la natura ondulatoria dei *raggi Röntgen* (o *raggi X*), dimostrazione che non era riuscita coi comuni reticoli di diffrazione, perchè questi erano troppo grossolani in confronto all'ordine di grandezza della lunghezza d'onda dei detti raggi, che si supponeva estremamente piccola, inspirandosi alle ipotesi sulla struttura reticolare dei cristalli, pensò di usare una lamina cristallina come reticolo di diffrazione. L'esperienza, tentata dietro suggerimento di Laue, da Friedrich e Knipping, riuscì in modo superiore a qualsiasi aspettativa, dimostrando in pari tempo la natura ondulatoria dei raggi di Röntgen, e la struttura reticolata regolare della materia cristallizzata; si verifica infatti la condizione favorevole, che le distanze tra i piani reticolati e i valori delle lunghezze d'onda dei detti raggi sono presso a poco dello stesso ordine di grandezza, cioè 10^{-8} cm. (ossia un decimilionesimo di millimetro = un Ångström).

Questa esperienza si fa sostanzialmente così: un tubo di Röntgen (*tubo focus*) è posto entro ad una cassa rivestita di lastra di piombo; da un diaframma portante un piccolo forellino si lascia uscire solo un sottile fascetto di raggi Röntgen, che vien diretto in modo da traversare normalmente una lamina tagliata da un cristallo, dietro alla quale, a distanza opportuna,

Digitized by Google

è posta una lastra fotografica avvolta in carta nera. Sulla lastra si forma in questo modo un sistema di piccole macchiette, delle quali la centrale corrisponde al raggio primario non deviato, e le altre all'intorno a massimi d'intensità dovuti ad interferenza dei raggi secondari. Ora, poi che, come ha chiaramente mostrato Bragg, i raggi secondari possono essere, in un certo senso, considerati formalmente come raggi riflessi dalla superfice dei piani reticolati, le singole macchiette, corrispondenti ad altrettante riflessioni su piani reticolati (facce possibili del cristallo), saranno disposte in modo corrispondente alla simmetria che possiede il cristallo stesso, nella direzione in cui esso è traversato dal raggio primario; i raggi secondari corrispondenti ai diversi piani di una stessa zona formeranno un cono, la cui intersezione col piano della lastra fotografica sarà per l'appunto una conica (una ellisse per tutte le facce delle zone il cui asse non faccia un angolo superiore a 45° con il raggio primario). Naturalmente, in esperienze di questo genere, di riflessione su piani, non si può sentire l'effetto della eventuale assenza del centro di simmetria; e così, per es., una lamina di blenda parallela ad una faccia di cubo darà un sistema di macchiette quadrisimmetrico, benchè l'asse che coincide col raggio primario sia un $A_2(_4)$ e non un A_4. Mediante espedienti che non possiamo esporre qui, perchè ci porterebbero a dare all'argomento uno sviluppo sproporzionato all'indole del libro, si possono così determinare dai diagrammi di Laue gli indici dei singoli piani reticolati, e i valori delle costanti in una sostanza cristallizzata nella quale, per mancanza di facce opportune, non si possa fare questa determinazione col solito metodo (per es. un prisma esagonale, o uno tetragonale, troncati dalla sola base).

La fig. 130 ci dà, schematizzata un poco, la fi-

Digitized by Google

gura del röntgenogramma ottenuto, mediante il metodo Laue, da una lamina cristallina di anidrite (rombica) parallela al pinacoide {001}; vi è chiarissima la disposizione regolare delle macchiette, rispetto alle tracce dei due piani di simmetria normali alla lamina, e la pertinenza a singoli archi di ellisse

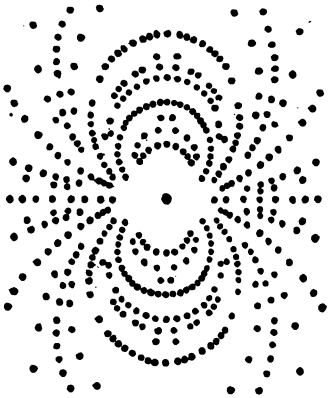


Fig. 130.

dei massimi corrispondenti a piani reticolati spettanti alle diverse zone.

Una più profonda conoscenza della struttura dei cristalli, e una precisa determinazione così dei valori delle lunghezze d'onda dei raggi Röntgen, come, reciprocamente, delle distanze tra i piani reticolati, si ottenne mediante il metodo proposto prima da W. L. Bragg, e successivamente perfezionato in varie maniere. Si utilizza a tale scopo non già un fascio di raggi Röntgen ordinari, composto di raggi di lunghezze d'onda

Digitized by Google

diverse, ma un fascetto di raggi Röntgen « monocromatici », cioè composto di raggi aventi tutti la stessa lunghezza d'onda, quale si può ottenere usando per es. un anticatodo di rodio, di palladio, o di rame; questo fascio di raggi vien fatto cadere, sotto inclinazioni variabili, e determinabili mediante un goniometro, sopra un cristallo; le intensità del raggio secondario riflesso corrispondenti alle varie inclinazioni vengono determinate, o ricevendolo in una camera di ionizzazione contenente, in generale, un gas pesante (per es. SO_2), alla quale è connesso un galvanometro (servendosi cioè della nota proprietà dei raggi Röntgen, di jonizzare i gas), oppure mediante registrazione fotografica. I massimi corrisponderanno ai casi in cui la differenza di cammino tra i raggi riflessi sui successivi piani reticolati paralleli sia uguale ad un numero intero di volte il valore della lunghezza d'onda dei raggi impiegati, ottenendosi per ogni piano interferenze di 1°, 2°, 3° ordine, ecc., con intensità rapidamente decrescente. Si può così, conoscendo la lunghezza d'onda dei raggi impiegati, determinare la distanza tra i successivi piani reticolati paralleli. L'intensità del raggio secondario dipende naturalmente anche dalla densità reticolare dei singoli piani, crescendo col crescere di questa; essa cresce pure con la massa degli atomi formanti i nodi del reticolo; quindi i massimi più forti si avranno dai piani reticolati costituiti dagli elementi di maggior peso atomico; due piani di uguale densità reticolare, occupati da atomi di due elementi diversi, daranno perciò dei massimi di diversa intensità; l'atomo di idrogeno, la cui massa è minima, sfugge finora alle osservazioni di questo genere.

Aggiungeremo finalmente che P. Debye e P. Scherrer hanno insegnato ad ottenere dei röntgenogrammi, che per certi scopi possono ritenersi sufficenti, im-

Digitized by Google

piegando, invece che un cristallo intero, un tubicino di polvere cristallina fina. Degli infiniti frammentini di cristallo, orientati caoticamente in tutte le posizioni possibili, rifletteranno la luce di Röntgen monocromatica solo quelli aventi una orientazione giusta, i quali, essendo disposti tutto intorno alla direzione del raggio primario nella stessa maniera, daranno un cono di raggi secondari; si otterranno così, per i singoli piani, successivi coni di apertura diversa, ma con l'asse in comune, i quali sopra una lastra fotografica normale all'asse del cono, cioè al raggio primario, daranno una serie di cerchi concentrici. Il metodo è tanto sensibile, che ha potuto servire a stabilire la struttura cristallina di particelle disperse allo stato colloidale; il nero-fumo, ad es., presenta col metodo Debye un röntgenogramma uguale a quello della grafite.

Gli studi sulla struttura dei cristalli, eseguiti con le varie applicazioni dei raggi di Röntgen, hanno mostrato che ai nodi dei reticoli spaziali complessi formanti i cristalli stessi stanno non già le molecole, e tanto meno dei complessi di molecole chimiche, ma gli atomi degli elementi: gli atomi dei diversi elementi che compongono una sostanza cristallizzata formano altrettanti singoli reticoli, semplici o complessi, congruenti e interpenetrati tra loro.

Una delle strutture più semplici, e più facili ad interpretare, è quella del Na e del Li, i quali presentano un reticolo cubico centrato, del tipo n° 13 di Bravais (pag. 144); Cu, Ag, Au hanno invece una struttura cubica a facce centrate, corrispondente al tipo 14 di Bravais.

Il salgemma (Na Cl) presenta pure una struttura di questo tipo, ma complessa: tanto gli atomi di Na quanto quelli di Cl costituiscono due reticoli cubici

Digitized by Google

a facce centrate; i due reticoli sono compenetrati uno nell'altro, in modo che l'uno può prendere il posto dell'altro per traslazione di mezza lunghezza di lato del cubo elementare, lungo gli spigoli di questo, come è chiaramente indicato dalla fig. 131, dove si può ritenere che i punti neri corrispondano agli atomi di Na e i circoletti agli atomi di Cl, o viceversa. Dalla figura risulta pur chiaro che mentre nei piani reticolati corrispondenti alle facce di cubo gli atomi di Na e quelli di Cl sono contenuti in uguale numero

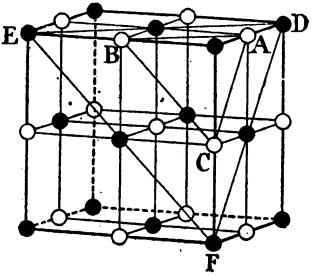


Fig. 131.

i piani reticolati corrispondenti alle facce di ottaedro sono formati alternativamente da soli atomi di Cl (*A B C* nella figura) o da soli atomi di Na (*D E F* nella figura).

La struttura della silvite (K Cl) è perfettamente analoga; il fatto è notevole, perchè dimostra che i cristalli possono presentare un grado di simmetria inferiore a quello del loro reticolo spaziale; nel reticolo la simmetria è infatti quella della classe esacisottaedrica, mentre nel cristallo è, come ci è noto, per la silvite, quella della classe icositetraedrico-pentagonale. Lo studio della più fina struttura

Digitized by Google

dunque, per prezioso che esso sia, non è sufficente per determinare il grado di simmetria d'un cristallo.

La fluorite (CaF_2) ha pure una struttura cubica a facce centrate, ma il reticolo complesso è di un altro tipo, come risulta dalla fig. 132. Suddividendo il cubo a facce centrate formato dagli atomi di Ca (circoletti vuoti) in otto cellette pure cubiche, con piani paralleli alle facce e passanti per gli atomi, come è indicato nella figura, gli atomi di F occupano i centri di tutte tali cellette cubiche. Il reticolo degli atomi di Ca è congruente col doppio reticolo formato

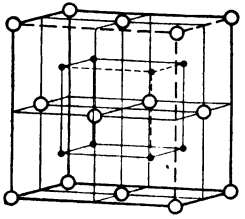


Fig. 132.

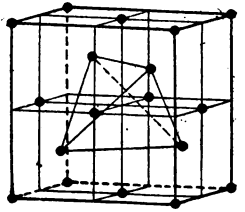


Fig. 133.

dagli atomi di F, per traslazione, lungo la diagonale del cubo elementare, di $\frac{1}{4}$ e rispettivamente di $\frac{3}{4}$ della lunghezza della diagonale stessa.

Una struttura d'altro tipo è quella presentata dal diamante (fig. 133); gli atomi di C formano qui due reticoli congruenti, cubici a facce centrate, uno dei quali può prendere il posto dell'altro per traslazione, lungo la diagonale, di $\frac{1}{4}$ della lunghezza di questa. In tal modo, mentre nel parallelepipedo elementare della fluorite erano contenuti otto atomi di F, che stavano ai vertici di un cubo, qui, nell'interno del cubo a facce centrate, stanno altri quattro atomi di

Digitized by Google

C, disposti ai vertici di un tetraedro; delle otto cellette cubiche, tagliate come nel caso precedente, quattro contengono al centro un atomo di C, mentre altre quattro, alterne con le prime, non ne contengono. Un atomo qualunque di C è circondato da altri quattro, che stanno ai vertici di un tetraedro, del quale esso occupa il centro.

Perfettamente analoga è la struttura della blenda (Zn S), salvo che qui gli atomi sono di due specie: se, nella fig. 134, supponiamo che gli atomi di Zn siano rappresentati dai circoletti vuoti, i punti neri rappresentano quelli di S (o reciprocamente); si tratta di due reticoli cubici a facce centrate, dei quali l'uno (per es. quello di S) può prendere il posto dell'altro (Zn) per traslazione di ¼ della lunghezza della diagonale, nella direzione di questa. Ogni atomo di Zn ne ha intorno a sè quattro di S, e ogni atomo di S ne ha quattro di Zn, disposti ai vertici di un tetraedro, del quale il primo occupa il centro.

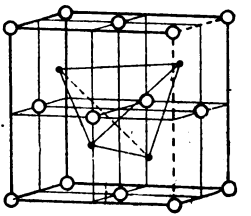


Fig. 134.

Nella pirite (FeS_2) gli atomi di Fe formano un reticolo cubico a facce centrate; gli atomi di S sono riuniti a gruppi di due; ognuno di questi gruppi occupa, rispetto agli atomi di Fe, la stessa posizione che hanno, nel salgemma, gli atomi di Cl rispetto a quelli di Na. La direzione e la disposizione di queste coppie di atomi di S è chiaramente indicata nella figura 135, in cui i circoletti rappresentano gli atomi di Fe, e i punti neri quelli di S.

La calcite ($CaCO_3$) ha un reticolo di tipo nettamente romboedrico, rappresentato dalla fig. 136. Una idea se ne può avere ricorrendo ad un confronto

Digitized by Google

scientificamente poco preciso, ma molto facile e

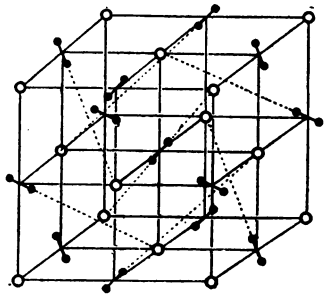


Fig. 135.

chiaro; supponiamo di avere un cubo a facce cen-

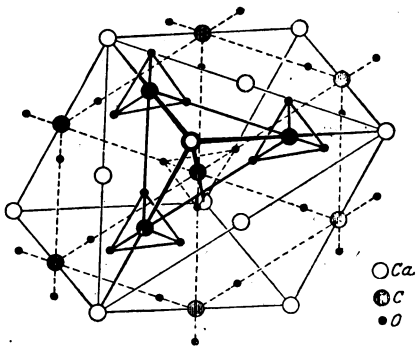


Fig. 136.

trate con una struttura analoga a quella del salgemma, in modo che gli atomi di Na siano sosti-

Digitized by Google

tuiti da atomi di Ca, e quelli di Cl da gruppi CO_3, coi tre O disposti in un piano; orientiamolo con una diagonale verticale, e schiacciamolo poi nella direzione di questa, fino a che i tre diedri concorrenti al vertice superiore prendano il valore che hanno nel romboedro fondamentale della calcite. Dall'esame della figura, che presenta sotto un forte scorcio l'A_3, quasi normale al piano del disegno, e porta segnati, per maggiore chiarezza, solo gli atomi della metà superiore, si rileva che i piani paralleli alla base contengono alternativamente o soli atomi di Ca o soli gruppi CO_3. Strutturalmente, è più preciso riferirsi al più piccolo romboedro elementare che si possa considerare in un tale reticolo; questo non è il romboedro fondamentale, ma un romboedro molto più acuto, che risponde al simbolo $\{311\} = \{40\bar{4}1\}$. Risulta dunque il fatto notevolissimo che nella calcite i piani di facile sfaldatura non coincidono con i piani di massima densità reticolare.

Nel quarzo (SiO_2), pure trigonale, le particolarità della struttura reticolare non sono ancora note con precisione; si sa però che il tipo di struttura fondamentale è quello prismatico esagonale (tipo n° 10 di Bravais, pag. 143); ma l'asse verticale è una elicotrigira. Si tratta cioè di un reticolo triplo, nel quale i tre singoli reticoli semplici sono congruenti per rotazione di 120°, seguita da una traslazione di ⅓ dell'altezza del prisma elementare, nel senso dell'asse verticale. Ad ogni atomo di Si, corrispondente ad un nodo del reticolo elementare semplice, si sostituisce così un sistema di tre punti, che si ricoprono con un movimento spirale; ognuno di questi è unito, in modo non ancora precisato, con due atomi di O. Questa ipotesi è illustrata dalla fig. 137, che mostra, in projezione sulla base, la struttura del quarzo, secondo le idee di W. H.

Digitized by Google

Bragg e W. L. Bragg; i circoletti più larghi rappresentano gli atomi di Si, quelli minori gli atomi di O; con tratteggio più o meno forte sono distinti gli atomi dei tre livelli, superiore, medio e inferiore, posti intorno ad una stessa elicotrigira. La figura dimostra chiaramente come la simmetria esagonale del reticolo semplice si trasformi in simmetria trigonale, di carattere affatto speciale, con

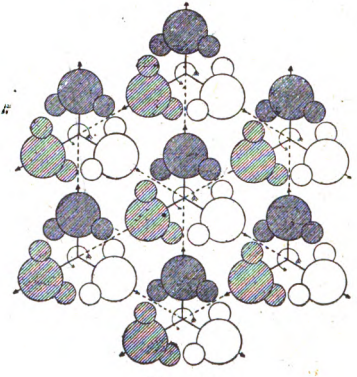


Fig. 137.

la introduzione della elicotrigira secondo l'asse verticale; si vede bene qui che anche sostanze spettanti al sistema trigonale possono avere struttura reticolare prismatico-esagonale, anzi che romboedrica.

Dalla semplice ispezione delle figure risulta che ai corpi cristallizzati non è applicabile il concetto di molecola, quale si intende in chimica per i gas e per le soluzioni. A questo concetto si può convenzionalmente sostituire, nei corpi solidi, quello del *paral-*

Digitized by Google

lelepipedo elementare, dato dal più piccolo aggruppamento atomico, mediante la cui ripetizione successiva, in posizione parallela, si ottiene il reticolo spaziale caratteristico della sostanza: ad es. quello della fig. 131 per Na Cl. Naturalmente, nel computo del numero di atomi contenuti nel parallelepipedo elementare bisogna distinguere: gli atomi posti nell'interno, che contano per la loro intera massa; quelli posti al centro delle facce, che contano per metà, appartenendo a due parallelepipedi elementari adiacenti; quelli posti sugli spigoli, che contano per $\frac{1}{4}$; e finalmente quelli posti sui vertici, che contano per $\frac{1}{8}$ Così, il parallelepipedo elementare di Na Cl (fig. 131) contiene $Na_4 Cl_4$; quello della fluorite $Ca_4 F_8$.

§ 17. — *Imperfezioni nell'accrescimento dei cristalli. Inclusioni estranee.*

I cristalli, come si presentano in natura, sono ben lungi dall'essere dei poliedri perfetti dal punto di vista geometrico, con tutte le loro facce assolutamente piane, nitide e brillanti; da questo stato di perfezione teorica essi sono tanto più lontani, quanto meno sono state favorevoli le condizioni per la loro formazione, quanto più intense cioè sono state le cause estrinseche, disturbatrici del loro accrescimento.

Le *striature* delle facce sono un fenomeno assai frequente, spesso dovuto a ripetizione alternante di facce, formanti tra di loro una serie fitta di solchi incavati e dorsi sporgenti. La fig. 138, alquanto schematizzata, lascia riconoscere per esempio che la striatura *triglifa* della pirite (cfr. pag. 58) è da interpretarsi come il risultato della ripetizione oscillatoria di due facce di pentagonododecaedro sopra

ogni faccia di cubo. Non sono pochi i minerali nei quali, come nella pirite, si trovano striature caratteristiche, su certe facce, o in certe zone. Per es. nel quarzo le facce del prisma {211} sono sempre striate orizzontalmente, cioè in senso parallelo alla loro intersezione con le facce dei due romboedri {100} e {221} (v. Tavola XIII). Invece nella tormalina, nel berillo, nella vesuvianite, nel topazio, nell'antimonite (Tav. V), la striatura delle facce dei prismi è sempre verticale, cioè parallela all'asse della zona che comprende le facce dei detti prismi. Talune volte la striatura è tanto forte, che le facce del cristallo si presentano come solcate profondamente; per gradi si passa così ai cristalli che si potrebbero dire *fascicolati*, risultanti cioè da più subindividui prismatici allungati, riuniti in posizione parallela (cfr. l'esemplare di manganite della Tav. XXIII).

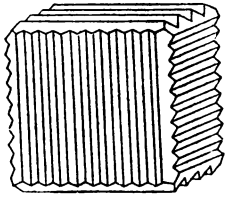


Fig. 138.

Qualche volta la striatura non è che l'espressione di una geminazione polisintetica; questa *striatura di geminazione* si vede molto distintamente sulle facce di sfaldatura basale dei plagioclasi, geminati secondo la legge dell'albite (v. pag. 128).

Abbiamo già visto come di questa osservazione della striatura, e in genere dei caratteri morfologici superficiali delle facce, si valga il cristallografo per la determinazione della equivalenza o meno delle facce stesse e del grado di simmetria del cristallo. Se alcune facce in un cristallo sono per es. sempre appannate, o scabre e come corrose, e altre sempre brillanti, evidente risulta la loro non equivalenza.

Digitized by Google

Non raramente si presentano pure facce distintamente curve. Tipica è questa *curvatura delle facce* nel diamante, dove essa è forse qualche volta secondaria e dovuta a corrosione, e nel gesso, dove affetta certe forme, lasciandone perfettamente immuni certe altre, come si vede nel cristallo della fig. 139. Anche nella calcite di certe località alcune facce sono sensibilmente curve.

Una più profonda imperfezione di sviluppo è quella dovuta alla rapidità grande di accrescimento, per la quale i vertici e gli spigoli crescono regolarmente, con maggiore rapidità delle parti centrali delle facce; queste allora, per mancanza di nutrimento, restano incavate, a tramoggia; tipiche sono le tramogge che si presentano nei cubi di sal comune NaCl, per affrettata evaporazione del solvente (fig. 140). Quando il fenomeno sia molto accentuato, si arriva ai così detti *scheletri cristallini*.

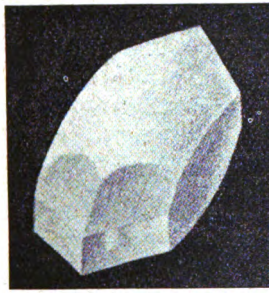


Fig. 139.

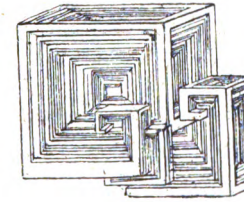


Fig. 140.

Molte volte questi cristalli rapidamente cresciuti si sviluppano come un gruppo ad accrescimento parallelo, ramoso, o *dendritico*; di questo tipo è per es. il rame nativo della fig. 2, Tav. III; e dendritica è

Digitized by Google

pure la struttura degli ossidi di manganese rappresentati dalla Tav. XXIV.

Altre volte un apparente cristallo unico è formato di numerosi subindividui, orientati in modo non perfettamente parallelo, spesso anzi spostati gli uni rispetto agli altri, con una certa regolarità; così i romboedri *selliformi* di dolomite (fig. 141). Una curiosa curvatura, dello stesso tipo, e dovuta alla medesima causa, è pur quella dei cristalli di dolomite raffigurati nella Tav. XXXIV.

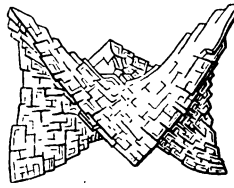


Fig. 141.

Anche rispetto alla purezza ed omogeneità interna i cristalli si scostano tanto più dallo stato teorico, quanto più rapido e disturbato fu il loro accrescimento. *Inclusioni* di sostanze estranee sono frequentissime nei cristalli di varî minerali; anzi i più comuni, che si possono trovare in molte e svariate località e giaciture, come il quarzo, la calcite, ecc., presentano pure una grande varietà di inclusioni.

Le *inclusioni* puramente *gasose* sono di solito molto piccole, benchè possano essere anche assai numerose; nel salgemma di Wieliczka in Gallizia si trovano inclusioni di metano CH_4, sotto forte pressione. Pure frequenti quelle *liquide*, e quelle *miste*, ossia liquide con bolla gasosa, o *libella*; se questa è molto piccola in confronto alla cavità, è mobile; se di dimensioni microscopiche, è dotata di movimento oscillatorio browniano. Notevoli per dimensioni le inclusioni miste *aeroidre* dei cristalli di quarzo che si trovano nell'arenaria della Porretta (Appennino Bolognese); pure frequentissime sono nel salgemma limpido di

Digitized by Google

molte località. Per lo più si tratta di soluzioni saline, o di acqua quasi pura; se ne trovano anche di anidride carbonica liquida.

I minerali delle lave, e in genere quelli segregati da un magma fuso, contengono, e spesso copiosamente, resti di vetro inclusi, con o senza bolle gasose; in tal caso queste ultime possono essere numerose, e naturalmente non sono mobili. Tali *inclusioni vetrose* sono frequentemente ordinate in strati o zone, e sogliono presentare una forma che ricorda quella esterna del cristallo che le contiene. Nell'augite, nei feldspati, nelle leuciti delle nostre lave, questi fenomeni possono osservarsi con tutta facilità, anche ai più deboli ingrandimenti del microscopio.

Altre volte le inclusioni sono date da innumerevoli piccolissimi individui di una specie affatto diversa da quella del minerale includente; nei quarzi di località alpine si trovano così inclusi prismetti di anfibolo, fibre di amianto, aghetti di rutilo, squamette di miche o di cloriti, ecc. Quando la disposizione delle inclusioni sia regolare, il minerale può presentare speciali effetti di luce; il *gatteggiamento* delle varietà di quarzo dette *occhio di gatto*, *occhio di tigre*, *occhio di falco*, ecc., il luccichio del quarzo *avventurina*, la iridescenza interna della labradorite, sono dovuti precisamente ad inclusioni regolarmente distribuite. Curiosa anche la disposizione regolare e simmetrica delle inclusioni carboniose nere in quel silicato di alluminio che è la chiastolite; in sezione trasversale esse determinano una croce nera, abbastanza ben distinta. Evidente è pure la disposizione regolare, in relazione alla struttura interna e alla simmetria cristallina del minerale includente, delle sottilissime lamelline brune, probabilmente di ilmenite, incluse nell'esemplare di muscovite della Tavola XLIII.

Digitized by Google

Talune volte bastano quantità infinitesime di sostanza estranea inclusa a tingere fortemente un minerale per sè incoloro: la carnallite avventurinata, e il feldspato avventurina, o *pietra del Sole*, di Norvegia, devono la loro tinta rossa e il brillante luccichio a quantità minime di ematite, in forma di squamettine estremamente esili e trasparenti (ferro micaceo). In altri casi la quantità dell'incluso può essere notevolissima, e perfino superare quella dell'includente, come si osserva nelle famose calciti di Fontainebleau (Tav. XXVII), nelle quali si trovano inclusi granuli di sabbia quarzosa nella proporzione del 60 %, o più, della massa totale.

Qualche volta il minerale incluso è scomparso, e nell'includente non resta che la cavità corrispondente; questa è l'origine dei singolari *tubi* cavi, a sezione rettangolare, che si vedono talvolta nei quarzi alpini (Tav. XIV); alcuni Autori li riferiscono a inclusioni di anidrite ridisciolte.

Non raro è pure il caso di un ricrescimento di materia cristallina, sopra un cristallo incrostato esternamente di sostanze estranee (miche, sostanze argillose), le quali restano così a formare uno straterello incluso nel cristallo, e possono determinare in questo delle superfici di facile distacco. Singolarmente netto è il fenomeno nei quarzi detti *a cappuccio* (Tav. XVI).

§ 18. — *Modo di presentarsi dei cristalli in natura. Aggregati cristallini.*

I cristalli possono presentarsi o interclusi od impiantati sopra una matrice. I primi sono formati entro ad una massa che ne ha permesso l'accrescimento, e sono ordinariamente terminati tutto all'intorno da facce, le quali tuttavia non sono per

Digitized by Google

lo più molto nitide, appunto per il contatto disturbatore della massa includente, durante l'accrescimento. Rompendo la matrice, simili cristalli possono non di rado essere liberati e isolati completamente; in tali condizioni si trovano: lo zircone, gli anfiboli, i pirosseni (Tav. XXXVIII), la leucite di molte rocce eruttive e tufi vulcanici; il granato almandino (Tavola XL), l'andalusite, la chiastolite, la staurolite e altri minerali degli scisti cristallini. Altrettanto dicasi dei cristalli di gesso, di pirite o di marcasite interclusi nelle argille, o nelle marne, o nei calcari.

In altri casi i cristalli non sono a contatto che per una loro parte con la matrice, e per l'altra estremità sporgono liberamente entro una cavità; questi non sono mai completamente sviluppati, e sono solo parzialmente terminati da facce cristalline; ma per lo più le facce presentano un grado molto maggiore di perfezione. *Druse* chiamansi gli aggruppamenti di cristalli impiantati in buon numero sopra una matrice; ne danno esempio quelle: di solfo della Tav. I; di galena della Tav. VI; di pirite della Tav. VII; di tetraedrite della Tav. IX; di fluorite della Tavola X; di quarzo della Tav. XII; di manganite della Tav. XXIII; di ortoclasio delle Tav. XXXVI e XXXVII, ecc. Se i cristalli tappezzano la parete interna di una cavità chiusa, la drusa prende il nome di *geode*; comuni sono specialmente quelle di quarzo jalino (Tav. XV), di ametista, o di zeoliti (Tav. XLI), nelle cavità di molte rocce eruttive. Del resto, buona parte delle druse da noi figurate non sono che parti di grosse geodi.

Sia nel caso dei cristalli interclusi, come, meno comunemente, in quello dei cristalli impiantati, essi possono trovarsi *aggruppati*, in modo che il gruppo presenti una forma d'insieme caratteristica; come le così dette *rose di ferro* dell'ematite alpina (S. Got-

Digitized by Google

tardo), i gruppi *discoidali* raggiati di marcasite in certe miniere americane di carbon fossile, i gruppi *sferoidali* di gesso nelle argille, quelli di calcite nelle sabbie quarzose di Fontainebleau (Tav. XXVII), ecc.

Molto spesso un minerale, dopo la sua formazione, viene coperto da *incrostazioni* cristalline di altri minerali più recenti; bellissime le incrostazioni di quarzo (con poca siderite) su cubi di fluorite dell'esemplare a Tav. XI, dove si può rilevare anche una nuova fase di accrescimento della fluorite, la quale ha ricoperto in parte la incrostazione quarzosa.

Se gli individui cristallini, per le condizioni esterne sfavorevoli, o per il gran numero dei germi e la rapidità dell'accrescimento, non possono svilupparsi bene, quali veri poliedri terminati esternamente da facce, abbiamo, come già fu accennato a pag. 12, gli *aggregati cristallini*. Queste masse, che in natura sono ben più frequenti e copiose di quel che non siano i cristalli perfetti, sono dunque costituite dalla riunione di gran numero di parti, le quali, pur non presentando forma cristallina, ed essendo limitate le une rispetto alle altre da superfici di contatto irregolari, cioè non potendosi chiamare cristalli nel senso morfologico della parola, sono tuttavia individui che per le loro proprietà fisiche, ossia per la loro anisotropia, devono riconoscersi dotati di struttura cristallina. Così un pezzo di marmo di Carrara, o d'altra analoga località, è formato da innumerevoli granuli di calcite (v. fig. 5, a pag. 12), i quali, benchè di forma affatto irregolare e casuale, per le proprietà fisiche, tra le quali evidentissima la sfaldatura romboedrica, visibile in ognuno di essi con la lente di ingrandimento, devono essere riconosciuti come individui cristallini.

Qualche volta queste masse aggregate sono a grana

Digitized by Google

molto grossa; se presentano facile sfaldatura, diconsi allora *spatiche*; così spesso la baritina, il gesso, la calcite (Tav. XXVIII), ecc. Altre volte sono a grana media, o fina; se finissima, la struttura può essere difficilmente risolta ad occhio nudo, e si passa allora agli aggregati detti *compatti*. Il profano chiama spesso, *molto erroneamente*, « amorfe » le sostanze minerali compatte, come l'alabastro, il diaspro, la selce, il calcare litografico; queste masse sono perfettamente cristalline, e composte di individui anisotropi, troppo piccoli per essere distinti ad occhio nudo, ma ben riconoscibili al microscopio.

Gli aggregati cristallini possono essere *granulari*, se gli individui hanno dimensioni poco diverse nelle varie direzioni; se l'insieme ricorda lo zucchero cristallizzato in pani, la struttura dicesi *saccaroide*: questa è anzi la denominazione più comune della struttura dei marmi analoghi a quello tipico di Carrara. Se gli individui cristallini sono prevalentemente sviluppati secondo una direzione, gli aggregati possono essere *bacillari* o *fibrosi*; frequente in questi è una struttura divergente, a raggi; *bacillare-raggiata* è p. es. la struttura dell'esemplare di natrolite della Tav. XLII; *fibroso-raggiata* quella della wavellite (Tav. XLVI); *filamentoso-parallela* quella dell'amianto (Tav. XLIV). Quando gli individui cristallini siano invece fortemente appiattiti, l'aggregato può essere *lamellare*, *scaglioso*, *squamoso*, ecc.; esempi di queste strutture sono frequenti sopra tutto nei gruppi delle miche, delle cloriti, nel talco, ecc.

Quando gli aggregati cristallini siano formati liberi o semiliberi, possono anche presentare una forma d'insieme, la quale non di rado è caratteristica, e talvolta anche notevole e curiosa. Questo è comune sopra tutto nei minerali *concrezionati*, cioè formati per successiva deposizione da soluzioni incrostanti,

Digitized by Google

strato su strato; la superfice esterna di tali masse concrezionate è di solito *mammellonare*, come quella della ematite rappresentata nella Tav. XXI; la struttura interna è per lo più *fibroso-raggiata*, e *zonato-concentrica*, come si vede bene nell'alabastro calcareo della Tav. XXIX; evidente è pure la struttura raggiata nel nodulo a superfice mammellonare di marcasite della Tav. VIII; distinta sopra tutto la zonatura concentrica nei due noduli di agata e di onice delle figg. 1 e 2, Tav. XIX, che rappresentano riempimenti di cavità in rocce eruttive. Analoghi ai precedenti, ma internamente cavi, e spesso contenenti ancora avanzi di soluzioni minerali diluitissime, sono i calcedoni *enidri*, come quelli della Tavola XVIII.

Le masse concrezionate per sgocciolamento assumono forma *stalattitica*, come quella del calcedonio della Tav. XVII, e come sopra tutto è comune per il calcare concrezionato delle grotte. Analoga alla stalattitica è la forma *coralloide*, propria della aragonite detta *flos ferri* (Tav. XXXII). Originariamente liberi, e solo più tardi talvolta cementati, sono quei piccoli aggregati di calcite o di aragonite, fibroso-raggiati, grossi come piselli o confetti, formatisi nel seno di acque termali calcarifere incrostanti, e detti *pisoliti* (Tav. XXXIII); più fina è la struttura *oolitica* di molti calcari, la cui origine è tuttavia assai più oscura e controversa.

Finalmente i minerali, fossero essi originariamente in cristalli, o in forma di aggregati, possono essere stati, per opera di processi geologici di denudazione, staccati dal primitivo giacimento, e *rotolati*, a formare quelli che distingueremo più avanti sotto il nome di giacimenti sedimentari detritici. In tal caso, o per corrosione, nei minerali duri, o per ammaccature successive, nei tenaci e molli, si hanno delle

Digitized by Google

forme caratteristiche, a superfice arrotondata; ricorderemo le *pepiti* dei metalli nobili (figg. 1 e 2, Tav. II), e le forme a *ciottolo*, più o meno levigato, di tanti minerali litoidi.

§ 19. — *Sostanze vetrose. Sostanze colloidi.*

Le sostanze pure allo stato fuso, quando siano raffreddate, a pressione data, passano dallo stato fluido amorfo allo stato cristallino ad una temperatura fissa, caratteristica per ogni sostanza; durante questa consolidazione, esse emettono lentamente il calore assorbito fondendo, cioè il così detto *calore di fusione*, il quale compensa, fin che dura la consolidazione, la perdita di calore per disperdimento, determinando così un *arresto* nel raffreddamento. Chiamasi *punto di fusione* di una sostanza la temperatura alla quale, qualora non avvenisse ulteriore disperdimento termico nel mezzo ambiente, potrebbero restare indefinitamente *in equilibrio* l'una accanto all'altra le due fasi, *liquida*, fusa, e *solida*, cristallina, di tale sostanza. Se il raffreddamento avviene con sufficente lentezza, questo arresto permette di determinare in modo preciso il punto di fusione.

Se il raffreddamento è rapido, la massa può talvolta restare in uno stato di *soprafusione*, a temperature anche di molto inferiori al punto di fusione; col raffreddamento progressivo aumenta in tal caso notevolmente la viscosità, così che a bassa temperatura queste sostanze si presentano come masse rigide, fragili, isotrope, le quali ridiventano pastose a temperatura più elevata, senza presentare un punto di fusione determinato; questo stato della materia vien detto *vetroso*. Volendo parlare con precisione

Digitized by Google

scientifica, le masse vitree non sono dunque solide, perchè solida veramente è solo la materia cristallina, ma possono definirsi dei *liquidi allo stato di surfusione, dotati di elevatissima viscosità.* Le sostanze vetrose si trovano in uno stato eminentemente metastabile, e tendono a trasformarsi, più o meno facilmente, in aggregati cristallini, emettendo lentamente il calore di fusione. Un esempio notissimo è quello del caramello, zucchero fuso e rapidamente raffreddato, in modo da fargli assumere lo stato vetroso; abbandonato a sè stesso, lentamente esso si trasforma in una massa opaca, ch'è un aggregato granulare di zucchero cristallino. Anche l'anidride arseniosa vitrea limpida, ottenuta per fusione, si trasforma col tempo in una massa biancastra porcellanoide, a struttura cristallina.

Assumono con particolare facilità lo stato vetroso, così in natura come in laboratorio, le masse silicate, per la grandissima viscosità della quale esse sono dotate, anche a temperature sensibilmente superiori a quella del punto di fusione; alcune sostanze, come la silice e il silicato dell'ortoclasio, non possono anzi ottenersi cristallizzate per semplice fusione, nemmeno con un raffreddamento lentissimo; per raggiungere tale risultato bisogna aggiungere dei *fondenti*, che aumentino la mobilità delle particelle nella massa fusa, diminuendone la viscosità.

In natura però le masse fuse, vitree, non meritano per lo più il nome di « minerali », non essendo dei composti puri e definiti, rispondenti ad una formula, ma delle *soluzioni miste, per lo più molto complesse*; così le ossidiane, le perliti, le retiniti e simili sono da considerarsi non come minerali, ma come vere « rocce ». È frequente osservare in queste rocce vetrose, e specialmente in quelle meno recenti, un processo più o meno avanzato di *devitrificazione*, con

Digitized by Google

passaggio dallo stato metastabile di liquido sopraffuso a quello stabile di aggregato cristallino.

Le sostanze vetrose sono normalmente perfettamente isotrope, e perciò monorifrangenti; tracce di birifrazione vi si presentano però talvolta, dovute a tensioni interne, anomale: caratteristica la birifrazione irregolare che presenta il vetro temperato. Questi fenomeni, inerenti a mancanza di omogeneità, dovuta a cause esterne ed accidentali, non hanno nulla che fare con quelli che saranno da noi studiati più avanti, dovuti alla struttura cristallina regolare nelle sostanze omogenee anisotrope.

Più difficile a definirsi, e più complessa, è la struttura delle sostanze allo stato *colloidale*. I colloidi tipici sono dei *sistemi a due fasi*, composti di due sostanze indipendenti, separabili con mezzi fisici; una di queste è *dispersa*, cioè disseminata, allo stato di estrema suddivisione, entro l'altra fase, omogenea, che viene perciò detta il *mezzo di dispersione*. Una soluzione colloidale o, come si dice di solito, un *sol* di oro o d'argento nell'acqua, consta precisamente di particelle estremamente tenui di metallo, sospese nel liquido; la differenza tra un *sol* e una soluzione vera è questa: che nella seconda le sostanze disciolte sono contenute allo stato di joni, o di molecole isolate, o tutt'al più riunite in aggruppamenti poco numerosi, mentre nelle soluzioni colloidali la fase dispersa è in particelle molto grandi rispetto alle dimensioni delle molecole, pure potendo dirsi piccolissime, se paragonate a quelle delle sospensioni grossolane. Come ordine di grandezza, o, come si suol dire, come *grado di dispersità*, le particelle dei corpi allo stato colloidale possono ritenersi comprese all'incirca tra un decimillesimo di millimetro (0,1 μ) e un milionesimo di millimetro (1 $\mu\mu$); esse possono per-

Digitized by Google

tanto passare facilmente traverso ai pori di un filtro comune, ma sono trattenute da una membrana: *non sono* cioè *dializzabili*, e per tal modo si possono separare, fino ad un certo punto, dalle sostanze alla stato di vera soluzione, che invece sono dializzabili. Le particelle colloidali non sono visibili direttamente, perchè, come è noto, il limite di visibilità al microscopio è all'incirca = 0,1 μ; ma possono spesso essere rese visibili indirettamente, illuminandole vivacemente con una sorgente di luce laterale, così che l'aureola luminosa di diffrazione, che si forma intorno ad ognuna di esse, si distacchi dal fondo oscuro del campo microscopico; questa ricerca *ultramicroscopica* ha già reso eminenti servizi nello studio dei colloidi. Quando le molecole raggiungano dimensioni relativamente enormi, come è il caso degli albuminoidi, anche le soluzioni propriamente dette possono presentare proprietà colloidali.

Oltre che allo stato di *sol*, cioè di soluzione colloidale liquida, i colloidi possono presentarsi in forma di *gel*; di questo stato danno esempio appunto la gelatina, la colla, tra i corpi organici, e la silice gelatinosa, o l'allumina di fresco precipitata, fra gli inorganici. In realtà tutte le definizioni che si danno di *sol* e di *gel* sono molto imperfette, perchè sotto queste denominazioni si comprendono varie cose, notevolmente differenti. In una gelatina ordinaria infatti basta innalzare leggermente la temperatura, per vedere la viscosità rapidamente diminuire, e la massa diventare scorrevole e liquida; una tale massa è ben diversa dal *gel* che si ottiene coagulando per ebullizione un albuminoide, in soluzione leggermente acida; oppure da quello che si potrebbe avere da un *sol* d'argento colloidale, per lenta evaporazione del mezzo di dispersione. Quest'ultimo poi non è necessariamente liquido e scorrevole, ma può anche

Digitized by Google

essere vetroso, o solido, cristallino; un *sol* è per es. il vetro rubino, che contiene innumerevoli particelle di oro metallico allo stato colloidale, visibili col sussidio dell'ultramicroscopio, precisamente come in una soluzione colloidale in cui il mezzo di dispersione sia l'acqua; e un *sol* a mezzo di dispersione solido può essere chiamato il salgemma azzurro, dove pure l'ultramicroscopio svela l'esistenza di particelle a dispersità colloidale, di natura ancor critica (alcuni le ritengono di Na metallico). Le osservazioni in questo campo non sono ancora molto numerose, ma è probabile che in moltissimi casi, di minerali allocromatici, si tratti non già di colori veramente *diluti*, cioè di *soluzioni solide*, ma piuttosto di *pigmenti ultramicroscopici*, ossia di soluzioni colloidali a mezzo di dispersione solido.

Da un *sol* ad un *gel* si può passare per vari mezzi; in generale un *sol* è una massa in condizioni di equilibrio instabilissimo, e molte soluzioni colloidali sono anzi così instabili da non potersi conservare senza piccole aggiunte di un *colloide protettore*. Una *coagulazione* si ha spesso per aggiunta di un elettrolito; si può avere anche per azione della corrente elettrica; per ebullizione; per congelamento; per evaporazione: in ogni caso essa consiste in una diminuzione nel grado di dispersità, nel senso che le particelle finissime si aggruppano in grumi, o fiocchi, o coaguli, o masse pastose, di aspetto e proprietà diverse secondo i casi.

Ma i colloidi si dividono a questo proposito in due categorie, abbastanza nettamente distinte: i *colloidi liofobi*, e i *c. liofili* (detti anche spesso *idrofobi* e *idrofili*, nel caso che il mezzo di dispersione sia l'acqua, come appunto accade normalmente in natura). I *sol* dei primi hanno veramente caratteri di sospensioni finissime: la stabilità è scarsissima; e la vi-

Digitized by Google

scosità non è, almeno per le soluzioni diluite, sensibilmente maggiore di quella del mezzo di dispersione puro; i *geli* che se ne ottengono per coagulazione o per evaporazione sono poveri d'acqua, o rispettivamente del relativo mezzo di dispersione. Le soluzioni colloidali artificiali di oro e di argento appartengono a questo gruppo. Nei colloidi liofili invece si ha una assai maggiore stabilità delle soluzioni colloidali, e queste presentano, anche a notevole diluizione, una viscosità molto maggiore di quella del mezzo di dispersione puro (es. gelatina); i *geli* che se ne ottengono, per evaporazione o per coagulazione, trattengono una molto maggiore, spesso anzi una enorme quantità del mezzo di dispersione, dando delle vere gelatine: tra le sostanze minerali ricorderemo in questo gruppo degli *idrogeli*: la silice gelatinosa, l'idrato di alluminio, l'idrato ferrico, la sostanza argillosa (silicato idrato di alluminio colloide).

In generale, un colloide coagulato, come i geli qui sopra ricordati, non è *reversibile*: esso cioè, quando venga posto in presenza di notevole quantità di acqua, e agitato entro a questa, non può ridare un idrosol. Un colloide perfettamente reversibile è invece la *ilsemannite*, ossido di molibdeno azzurro idrato, il quale, spappolato in acqua, dà prontamente un vero idrosol.

Con la progressiva evaporazione, gli idrogeli si impoveriscono sempre più d'acqua, contraendosi e aumentando di consistenza; ma se immersi nuovamente in un eccesso del mezzo di dispersione, ne riassorbono una notevole quantità, rigonfiandosi e ritornando plastici. Questo contegno, così caratteristico della colla o gelatina, si osserva in modo spiccato nei colloidi argillosi tra gli inorganici, e nelle sostanze umiche tra gli organici. Col tempo, però, special-

Digitized by Google

mente nei colloidi inorganici, si osserva un *invecchiamento*, la cui conseguenza è una molto minore facilità di riassorbire il mezzo di dispersione da parte del colloide essiccato; un idrogel invecchiato, così da non essere più in grado di riassumere acqua in notevole proporzione, è la varietà di silice idrata colloide nota come minerale sotto il nome di *opale*; essa, nonostante che abbia conservato i caratteri della struttura colloidale, e contenga ancora quantità sensibili del mezzo di dispersione (acqua), ha completamente perduta la primitiva elasticità e la rigonfiabilità per immersione.

Le proprietà dei colloidi variano dunque notevolmente, non solo con la loro natura, col grado di dispersità e col modo di formazione, ma anche, e molto sensibilmente, con l'età, e, in genere, coi processi subiti durante il loro stato colloidale. In ogni modo, la quantità del mezzo di dispersione non è mai in rapporto stechiometrico fisso con quella del corpo disperso: nell'opale noi troviamo, secondo i casi, quantità variissime d'acqua, così che la sua composizione deve essere rappresentata con: $Si O_2 . n H_2 O$.

Una proprietà importantissima dei colloidi è quella dell'*adsorbimento*. È questo un fenomeno dipendente direttamente dal grandissimo sviluppo di superfice che presenta una sostanza, quando sia allo stato di estrema suddivisione, ossia di dispersità colloidale. Per avere un'idea precisa di questo enorme aumento della superfice con l'aumento della suddivisione, si pensi che un cmc. di sostanza, in forma di cubo di 1 cm. di lato, ha una superfice di 6 cmq.; la stessa quantità di sostanza, suddivisa in mille cubetti di 1 mm. di lato, ha una superfice di 60 cmq.; se suddivisa in 10^{12} cubetti di 1 μ (0,001 mm.) avrà

Digitized by Google

una superfice di 6 mq.; e finalmente, se suddivisa in 10^{21} cubetti di 1 $\mu\mu$ (un milionesimo di mm.) di lato, presenterà una superfice di 6000 metri quadrati. Ora è noto che quando due mezzi sono separati da una superfice stabile, se tra questi due mezzi ripartiamo una terza sostanza, la concentrazione di quest'ultima sarà diversa, in un sottilissimo strato prossimo alla superfice di confine, da quella che è negli altri punti della massa. Se, dunque, nel mezzo di dispersione di una soluzione colloidale introduciamo una terza sostanza, per esempio allo stato di soluzione, la concentrazione di questa sarà diversa, e precisamente, in generale, sarà maggiore, intorno ad ogni particella del colloide. L'adsorbimento è un fenomeno causato dalla diminuzione di tensione superficiale, determinata nel solvente dalla presenza della sostanza sciolta, alla superfice tra il solvente stesso e le particelle del colloide; in questo caso, la sostanza disciolta, concentrandosi intorno ad ogni particella colloidale, vi formerà una specie di involucro, od aureola: il colloide cioè *adsorbirà* allora dalla soluzione una parte della sostanza in questa disciolta, trattenendola tenacemente, non già allo stato di composto chimico definito, nè allo stato di soluzione, ma come *composto di adsorbimento*. Su questo fenomeno sono basati, come ognuno sa, così i processi di decolorazione di liquidi organici per mezzo di quella sostanza finissimamente suddivisa che è il carbone d'ossa, come i processi di tintura, nei quali il colloide adsorbente è dato dalla fibra animale o vegetale. Caratteristica di questo processo, è che *i composti d'adsorbimento presentano concentrazione variabile*, e non hanno composizione chimica definita; la quantità di sostanza adsorbita varia con la concentrazione della soluzione, e con la dispersità del colloide.

Digitized by Google

Fenomeni di adsorbimento importanti, nei quali si osserva da parte del colloide un vero *adsorbimento selettivo* per certe determinate sostanze, si hanno pure in natura: la sostanza argillosa colloide (prodotta per alterazione atmosferica di tanti silicati, come feldspati, feldspatoidi, ecc.), ha un vero potere selettivo di adsorbimento per i sali di potassio; il colloide di idrossido ferrico presenta un analogo intenso adsorbimento per l'acido fosforico. Non è necessario insistere sulla importanza di questi fenomeni per il terreno agrario.

Si può profittare dell'adsorbimento intenso dei colori del catrame basici (fucsina) da parte della silice gelatinosa, per condurre alcuni saggi di riconoscimento dei minerali silicati: questi vengono attaccati prima con acido cloridrico, poi prudentemente lavati, e trattati con soluzione di fucsina; la superfice del minerale si tingerà fortemente, se decomposta con formazione di silice colloide, mentre il minerale cristallino inalterato non ha un sensibile potere adsorbente per il colore stesso (riconoscimento dell'olivina dai pirossenj e dagli epidoti, ecc.).

In natura i colloidi sono abbondantissimi anche tra le sostanze minerali, e in modo particolare tra quelle di origine secondaria, prodotte per alterazione di altre preesistenti; pure tra i minerali di origine organogena sono frequenti i colloidi. Col tempo tuttavia essi tendono a trasformarsi, assumendo la struttura cristallina, che è veramente la forma di equilibrio stabile della materia solida: le spicule di spugne e gli scheletri di radiolari, che nelle rocce sedimentarie recenti sono ancora allo stato originario di silice idrata colloidale (opale), nelle rocce più antiche si trovano trasformati in aggregati cristallini, di calcedonio o di quarzo, con totale perdita dell'acqua.

Digitized by Google

Dal punto di vista fisico, i *geli* come l'opale sono normalmente perfettamente isotropi; possono però abbastanza frequentemente presentare tracce di *birifrazione anomala*, come fa la gelatina, quando per ineguale disseccamento, o per altre cause, vi si producano delle tensioni irregolari, che tolgono l'omogeneità della massa, in modo analogo a quanto accade per il vetro temperato, e in genere per le sostanze amorfe meccanicamente deformate.

Digitized by Google

CAPITOLO II

Proprietà fisiche dei minerali.

§ 1. — *Proprietà scalari. Peso specifico.*

Come abbiamo già fatto notare nel capitolo precedente (v. pag. 8), le proprietà scalari sono interamente definite da un numero, caratteristico per ogni sostanza: rispetto a queste pertanto i cristalli non possono comportarsi diversamente dagli altri corpi. L'unica tra le proprietà scalari che abbia veramente una grande importanza pratica, nello studio e nel riconoscimento dei minerali, è il *peso specifico*.

Come tutti sanno, il peso specifico di un corpo è il rapporto fra il peso di un dato volume del corpo stesso, e il peso di un egual volume di acqua distillata a 4° C., cioè al massimo di densità. Nelle esperienze comuni ci si contenta di riferirsi al peso dell'acqua distillata alla temperatura ordinaria degli ambienti abitati, cioè a circa 18° C.; la differenza è così insignificante, che in pratica non vale la pena di introdurre correzioni, sempre lunghe e delicate, salvo quando per particolari motivi sia necessaria una grandissima precisione.

Quando si abbia una sufficente quantità di sostanza, si usa ancora, per la determinazione del p. sp.,

Digitized by Google

il metodo della boccetta o *picnometro*. È questa una piccola boccettina di vetro, a pareti sottili e a bocca larga, chiusa da un tappo di vetro bene adattato a smeriglio, forato e prolungato in alto in un tubetto, sul quale è segnata una marca. Riempita la boccetta, e bene asciugatala esternamente, con carta bibula, si fa in modo che il livello dell'acqua giunga precisamente alla marca segnata nel tappo, e si pesa; il peso del picnometro pieno d'acqua sia = P. Il minerale, scelto in frammentini piuttosto piccoli, e della massima possibile purezza, si pesa pure, nella quantità voluta, e sia il suo peso = M. Si leva quindi il tappo, e lentamente, senza perderne, si fa entrare nella bottiglietta il minerale, che scaccerà così un volume d'acqua pari al suo; bisogna evitare che restino bollicine d'aria, e se si formano, farle scoppiare mediante aspirazione, oppure scaldando e lasciando poi raffreddare. Richiuso allora il picnometro, e portata nuovamente l'acqua all'altezza della marca sul tappo, si pesa il picnometro pieno di acqua e contenente pure il minerale; questo peso chiameremo T. Evidentemente sarà $P + M - T$ l'espressione del peso dell'acqua spostata dal minerale, e perciò

$$\text{p. sp.} = \frac{M}{P + M - T}.$$

Se il minerale è solubile in acqua, bisogna usare altro liquido, come benzolo, od alcool, o petrolio, e il p. sp. così ottenuto si moltiplica poi per il p. sp. del liquido impiegato, per avere quello del corpo riferito all'acqua.

Quando la quantità di minerale disponibile sia assai scarsa, il metodo del picnometro non dà una sufficente precisione; e se tale quantità sia solo di

Digitized by Google

pochissimi centigrammi, o, come pure accade spesso, anche solo di qualche milligrammo, è praticamente inapplicabile, troppo grande essendo sul risultato l'influenza degli inevitabili errori delle pesate.

Si adopera allora, quando sia possibile, un metodo di più recente introduzione, che per la sua comodità, rapidità e precisione ha oggi guadagnato interamente il favore dei mineralogi e dei chimici: è questo il metodo dei *liquidi pesanti*. Il più usato è quello detto di *Thoulet*, soluzione acquosa di joduro doppio di mercurio e potassio (jodomercurato potassico); al massimo di concentrazione, alla temperatura ordinaria, esso ha il p. sp. di 3,19, ed è un liquido limpido, scorrevole, di un bel giallo chiaro; è assai velenoso e corrosivo. Più delicata è la *soluzione di Rohrbach*, composta di joduro doppio di mercurio e bario (jodomercurato baritico), la quale può raggiungere, al massimo di concentrazione, la densità di 3,59; è anch'essa molto velenosa. Non velenosa, e pure assai pratica, benchè un poco sciropposa, è la soluzione acquosa di borotungstato di cadmio, detta *soluzione di Klein* (densità fino a 3,3 circa). Meno corrosiva e meno costosa di quella di Thoulet è la *soluzione di Clerici*, composta di bromomercurato di bario (densità fino a 3;1 circa). Lo stesso Clerici ha anche proposto una soluzione acquosa mista, di parti uguali di formiato e di malonato di tallio; questa soluzione, satura a 12° C, ha la densità di circa 4.

Tutte queste soluzioni, che ricordiamo come le più usate e le più comode, tra le numerosissime che furono proposte, sono perfettamente diluibili con acqua, e si possono poi riavere concentrate, per evaporazione a bagno-maria, e filtrazione dopo raffreddamento.

Altri hanno anche proposto, per raggiungere pesi specifici superiori a 4, miscele di sostanze le quali

Digitized by Google

non sono liquide se non a temperature più elevate della temperatura ordinaria; l'uso di queste è tuttavia molto meno facile e comodo in pratica, e perciò limitato a casi specialissimi.

Il granuletto di minerale del quale si voglia determinare il p. sp. viene posto in un bicchierino, dove siano stati prima versati alcuni cmc. di soluzione satura; se il minerale va a fondo, vuol dire che esso è specificamente più pesante del liquido, e il metodo non è applicabile; se invece galleggia, si diluisce con acqua il liquido, goccia a goccia, agitandolo sempre nel bicchiere, fin che raggiunga esattamente lo stesso p. sp. del minerale, il quale resterà allora sospeso in equilibrio indifferente, senza tendere nè ad affondare nè a galleggiare. Si tratta ora di determinare il p. sp. del liquido, venendo così a conoscere il p. sp. della scheggia minerale usata, indirettamente, ma con grandissima precisione, perchè basta una differenza di una unità nella 3ª decimale in più o in meno perchè il minerale vada a fondo subito, o galleggi decisamente. La densità del liquido si potrebbe determinare con un picnometro di capacità nota, per es. 10 cmc.; ma è molto più pratico e rapido usare la bilancia di Westphal.

È questa una bilancina di Mohr a corpo immerso. Uno dei bracci della bilancia porta, appeso a un sottilissimo filo di platino, un cilindretto di vetro contenente del mercurio (di solito, un piccolo termometro), ed è in equilibrio quando il cilindretto stia nell'aria; immergendo questo nell'acqua, per ristabilire l'equilibrio bisogna aggiungere un peso eguale a quello dell'acqua da esso spostata; se invece di acqua si tratti di altro liquido, per ristabilire l'equilibrio occorrerà caricare il relativo braccio di tante volte il peso dell'acqua spostata dal cilindretto, quante volte il liquido è specificamente più

Digitized by Google

pesante dell'acqua. Usando pesi *la cui unità sia appunto il peso dell'acqua spostata dal cilindretto*, con le relative divisioni in decimi e centesimi, si può avere direttamente, senza operazioni aritmetiche, il peso specifico del liquido, e perciò quello del minerale.

Particolarmente nella determinazione delle gemme sfaccettate, nelle quali la forma cristallina più non soccorre, le esperienze di durezza possono essere pericolose, e impossibili affatto sono le indagini chimiche, è la determinazione del p. sp. che, accanto alle proprietà ottiche, offre un criterio diagnostico di grande precisione, e di facilissima e rapida applicazione.

Quando si disponga di un imbuto a chiavetta, e di opportuni *indicatori* (frammenti di minerali o di vetri artificiali di pesi specifici diversi, e conosciuti), le soluzioni pesanti possono anche servire per dividere in porzioni comprese fra limiti noti i minerali di una sabbia, naturale, oppure ottenuta con la polverizzazione di una roccia, o ad isolare quantità sufficenti per l'analisi di un minerale, che si trovi misto in piccola quantità con altri di differente p. sp.

§ 2. — *Generalità sulle proprietà vettoriali. Superfici vettoriali e loro grado di simmetria.*

Per quanto fu esposto nei §§ 1 e 16 del cap. I, il lettore sa già come le caratteristiche fisiche dei cristalli siano la omogeneità e la anisotropia; in altre parole si può dire che in una sostanza cristallina la materia intorno ad un punto è costituita nello stesso modo come intorno a qualsiasi altro punto; le rette parallele sono tra loro fisicamente equivalenti, mentre rette non parallele sono, in generale, non equivalenti.

Digitized by Google

Abbiamo pure accennato alla possibilità di rappresentare questa variazione di ogni singola proprietà fisica in un cristallo, mediante una *superfice vettoriale*, ottenuta tirando da un punto infinite rette in ogni direzione, e sopra ognuna di queste rette prendendo un segmento, la cui lunghezza sia proporzionale al valore numerico che esprime il comportamento del cristallo rispetto a quella proprietà fisica, in quella direzione; la superfice punteggiata determinata dai punti termine di tutti i segmenti, o *vettori*, così ottenuti, rappresenta completamente la variazione di quella proprietà fisica con la direzione, nel cristallo considerato.

Per la massima parte delle proprietà fisiche, e precisamente per le proprietà termiche, magnetiche, elettriche ed ottiche, la forma di questa superfice è molto semplice: un ellissoide a tre assi diversi, nel caso generale dei cristalli trimetrici; un ellissoide di rivoluzione nel caso di cristalli dei sistemi dimetrici; e si riduce ad una sfera nel caso dei cristalli monometrici: questi ultimi sono dunque isotropi, rispetto al grande gruppo di proprietà fisiche sopra accennate, essendo per essi tutti i vettori (raggi della sfera) eguali tra loro.

È questa una conseguenza della simmetria; è infatti evidente che, data la forma generale ellissoidica della superfice vettoriale, quando esista un asse di simmetria singolare a periodo > 2, dovendo questo asse di simmetria essere tale non solo per la forma geometrica, ma pure per tutte le proprietà fisiche, i due assi dell'ellissoide normali all'asse singolare diventano eguali tra loro, e l'ellissoide è di rivoluzione; l'asse di rivoluzione coinciderà *sempre* con l'asse singolare, ternario, quaternario o senario. Ed è altrettanto chiaro che quando esistano $4\,A_3$, come nel sistema monometrico, perchè una superfice vetto-

Digitized by Google

riale ellissoidica possa venire in posizione di ricoprimento per rotazione intorno a tali assi, bisogna che tutti i suoi vettori siano eguali: che cioè essa si riduca ad una sfera.

Per altre proprietà fisiche la superfice vettoriale è più complessa, ed è ben diversa da una sfera, anche nel caso dei cristalli monometrici; così si dica per es. della elasticità. Per talune proprietà fisiche, come per la durezza, può anzi darsi che i due vettori diametralmente opposti lungo la stessa direzione abbiano un valore notevolmente diverso.

Finalmente esistono proprietà fisiche la cui variazione con la direzione nei cristalli non avviene in modo continuo, come nei casi precedenti, ma è eminentemente discontinua: è il caso della sfaldatura, derivante, come sappiamo, dalla esistenza di minimi di coesione. Una tale proprietà è rappresentabile mediante un poliedro, chiuso o aperto, che si chiama *solido di sfaldatura.*

§ 3. — *Proprietà termiche.*

Accenneremo solo brevemente alla *dilatabilità* dei cristalli ed alla loro *conducibilità* termica.

Nei corpi amorfi il *coefficente di dilatazione lineare* è uguale in tutte le direzioni; una sfera di raggio r alla temperatura di 0°, riscaldata uniformemente, in modo da portarla alla temperatura di 1°, si manterrà una sfera, il cui raggio sarà $r' = r(1 + \lambda)$, (dove λ è appunto quello che si chiama *coefficente di dilatazione lineare*).

Nei cristalli in generale (e per stare nel caso generale consideriamo quelli dei sistemi trimetrici, cioè rombici, monoclini o triclini), una sfera tagliata in uno di essi alla temperatura di 0°, portata alla tempe-

Digitized by Google

ratura di 1° si trasforma in un ellissoide a tre assi diversi; il valore $(1 + \lambda)$ non è dunque uguale nelle diverse direzioni, ma varia come i vettori di un ellissoide. I tre assi principali, di lunghezza rispettivamente $= (1 + \alpha)$, $(1 + \beta)$, $(1 + \gamma)$, di questo ellissoide, ortogonali fra di loro, sono chiamati gli *assi principali* della dilatazione termica, e α, β, γ i *coefficenti principali* di dilatazione; è chiaro che l'andamento di questo fenomeno in un cristallo è perfettamente conosciuto quando sian noti i valori numerici di α, β, γ, e le direzioni dei tre assi principali.

Per quanto riguarda l'orientazione di questi tre assi, rispetto agli assi di riferimento della forma geometrica, diremo soltanto che nel sistema rombico essi coincidono sempre tutti e tre con gli assi cristallografici; nel monoclino uno solo di essi coincide sempre con l'asse y; nel sistema triclino nessuna relazione di giacitura determinabile *a priori* esiste fra gli assi del cristallo e gli assi della superfice di dilatazione termica.

Nei cristalli dei sistemi dimetrici (e cioè esagonale, trigonale e tetragonale) l'esistenza di un asse verticale singolare di simmetria, senaria, ternaria o quaternaria, esige che due assi dell'ellissoide siano eguali tra loro, e il terzo coincida con detto asse. Una sfera tagliata in uno di tali corpi alla temperatura di 0°, e di raggio $= 1$, se portata alla temperatura di 1° diventerà un ellissoide di rivoluzione, quale si può ottenere per rotazione di un'ellisse intorno ad uno dei suoi diametri, di lunghezza $= (1 + \gamma)$, coincidente con l'asse verticale, mentre, la sezione orizzontale essendo circolare, tutti i suoi raggi sono eguali tra loro, e hanno il valore $(1 + \alpha)$. Potrà darsi che sia $\gamma > \alpha$, e allora l'ellissoide sarà affusolato, oppure che $\alpha > \gamma$, e allora l'ellissoide sarà uno sferoide schiacciato ai poli; nella calcite p. es. si verifica il

Digitized by Google

primo di questi due casi; nel quarzo si verifica il secondo.

Nel sistema monometrico la superfice di dilatazione termica si riduce necessariamente, per la esistenza dei $4\ A_3$, ad una sfera; cioè il valore di λ è eguale in tutte le direzioni, e i corpi monometrici sono termicamente isotropi.

Da quanto sopra risulta evidente che, mentre col variare della temperatura gli angoli dei corpi monometrici non variano affatto, variano invece, in generale, gli angoli dei corpi cristallizzati non monometrici.

Un romboedro, o una bipiramide esagonale o tetragonale, sottoposti ad un uniforme aumento di temperatura, diventeranno più acuti o più ottusi, secondo che sia $\gamma > \alpha$ o viceversa. Un cubo tagliato a 0° in un cristallo triclino, a 1° sarà cambiato in un parallelepipedo obliquangolo, a tre lati diversi, e con tre diedri tra loro differenti.

Ma la legge di razionalità degli indici non viene ad esserne menomamente scemata di valore; infatti noi confrontiamo tra loro i parametri che due facce tagliano *sullo stesso asse*, e non importa che i tre assi corrispondano a tre coefficenti di dilatazione diversi, e perciò variino i rapporti parametrici delle due facce: gli indici restano costanti, perchè i due parametri corrispondenti allo stesso asse vengono moltiplicati per una stessa quantità; e allora:

$$\frac{OA}{OH} : \frac{OB}{OK} : \frac{OC}{OL} = \frac{mOA}{mOH} : \frac{nOB}{nOK} : \frac{pOC}{pOL} = h : k : l.$$

Nei limiti delle oscillazioni di temperatura che i cristalli subiscono ordinariamente, entro gli ambienti abitati dall'uomo, queste differenze sono tuttavia

Digitized by Google

tanto piccole, da essere trascurabili, piccolissimi essendo, com'è noto, i valori numerici dei coefficenti di dilatazione lineare.

La *conducibilità termica* dei cristalli obbedisce a leggi analoghe, e la sua variazione con la direzione è esprimibile in modo simile; ma, mentre per lo studio della dilatazione termica dei corpi la fisica possiede apparecchi (dilatometri) di straordinaria precisione, per le indagini relative alla conducibilità si serve ancora di metodi oltremodo rozzi e primitivi. Ci si limita ordinariamente a studiare la variazione di velocità di propagazione del calore lungo le diverse direzioni contenute nel piano di una faccia, tracciando una *curva di conducibilità*. Se si spalma una faccia di cristallo con uno strato uniforme di una sostanza facilmente fusibile (cera, o altra sostanza organica, come l'acido elaidinico, recentemente proposto), e a contatto con tale faccia si porta una punta metallica rovente, il calore che si propaga in tutte le direzioni farà fondere tale sostanza attorno alla punta, determinando un'area di fusione, il cui contorno esterno è dato dalla curva isoterma corrispondente al punto di fusione della sostanza. Arrestando in un dato istante l'operazione, levando cioè la punta metallica, la curva isoterma resta segnata da un lieve orlo saliente, che permette di misurarne i diametri. Si osserva così che nei cristalli trimetrici la curva è un'ellisse; nei dimetrici è un circolo sulla base, cioè sulla faccia normale all'asse singolare, e un'ellisse su tutte le altre facce; nei monometrici è sempre un circolo.

Digitized by Google

§ 4. — *Proprietà magnetiche ed elettriche.*

Non faremo che accennare rapidissimamente a questo argomento, il cui studio approfondito ci porterebbe troppo fuori dal campo in cui forzatamente dobbiamo restare.

Una certa importanza pratica hanno specialmente le proprietà magnetiche dei minerali. Un corpo qualunque, tagliato in forma di verghetta, e sospeso per il mezzo in un campo magnetico, cioè fra i poli di un magnete, magnetizzandosi esso stesso per induzione, può venire attratto dai poli del magnete, o respinto; nel primo caso la verghetta si orienta assialmente, cioè con la sua lunghezza parallela alle linee di forza del magnete, e nel secondo equatorialmente, cioè normalmente alle linee di forza.

I corpi del primo tipo, a suscettività magnetica positiva, diconsi magnetici, o *paramagnetici*; quelli del secondo tipo, a suscettività negativa, si dicono *diamagnetici*. Nei cristalli monometrici, come nei corpi amorfi, il coefficente di magnetizzazione per induzione è uguale in tutte le direzioni, mentre varia con la direzione nei corpi cristallizzati degli altri sistemi, e in modo affatto analogo, per ciò che ha riguardo alla simmetria, alla variazione del coefficente di dilatazione termica; la relativa superfice vettoriale è cioè, nel caso generale, un ellissoide.

Paramagnetici sono, in generale, tutti i minerali contenenti ferro: è noto che la magnetite, $FeFe_2O_4$, agisce in modo molto energico sopra un ago calamilato qualsiasi, non dotato di speciale sensibilità; sensibile, benchè assai meno energica, è anche l'azione della pirrotite, o pirite magnetica (FeS, con piccola quantità di S in eccesso); gli altri minerali di

ferro, come l'ematite Fe_2O_3, la siderite $FeCO_3$, ecc., pure essendo fortemente magnetici, non hanno una suscettività così forte, da attrarre sensibilmente un ago calamitato ordinario.

Il solfo, il bismuto, la titanite, ecc., sono corpi diamagnetici, ma a suscettività assai debole.

Del diverso grado di suscettività magnetica dei vari minerali si può trar profitto per separarli uno dall'altro, sia in una sabbia naturale, sia in una polvere ottenuta mediante triturazione di rocce o di masse mineralizzate; si usano a questo scopo delle forti elettrocalamite (*separatori elettromagnetici*).

Importante praticamente è il fatto che talune sostanze, tra cui ricorderemo la magnetite come principalissima, sono dotate di una forza coercitiva, per la quale mantengono in modo permanente le proprietà magnetiche assunte per induzione. Una sbarretta di magnetite, posta in un campo magnetico, si trasforma cioè, come una verga d'acciaio, in una calamita permanente abbastanza forte; essa ha assunto *polarità magnetica*, e non presenta quindi più la proprietà di attrarre indifferentemente in ogni suo punto l'una o l'altra estremità dell'ago calamitato. Magnetiti dotate di polarità magnetica si trovano anche in natura, e diconsi *magneti* o *calamite naturali*; talune sono abbastanza forti per sostenere una discreta armatura, e se ne citano anche di fortissime. Poichè la magnetite inalterata non è dotata di polarità, e questo fenomeno si osserva per lo più alla superfice del terreno, specialmente presso le cime dei monti e in altri luoghi esposti alle scariche della elettricità atmosferica, si crede che queste siano la causa di tale polarità. Chi fa uso della bussola, come i topografi, i geologi, ecc., deve badare alla possibilità di errori causati da fenomeni di questo genere: di solito però si tratta di azioni che si fanno sentire solo a brevissima distanza.

Digitized by Google

Delle *proprietà elettriche* dei cristalli non diremo che qualche parola qui, perchè di quella che praticamente ha la maggiore importanza, la piroelettricità polare, abbiamo già detto a proposito degli assi polari (v. pag. 63).

Aggiungeremo solo che nei cristalli dielettrici dotati di assi polari si può ottenere alle due estremità di questi una carica elettrica di segno contrario anche mediante compressione o tensione, nella direzione di uno di tali assi. Nella tormalina una compressione esercitata nella direzione dell'asse verticale determina, come un raffreddamento, una eccitazione elettrica, per la quale si caricano di elettricità negativa il polo analogo, e di elettricità positiva l'antilogo. Reciprocamente, una tensione agisce nello stesso senso come un riscaldamento. Questa proprietà si chiama *piezoelettricità polare*. Nel quarzo il fenomeno si presenta quando la compressione o la tensione siano esercitate nella direzione di uno dei tre assi orizzontali di simmetria binaria, i quali, come sappiamo, sono polari.

La *conducibilità elettrica* dei cristalli varia con la stessa norma della dilatabilità e della conducibilità termica: tale variazione si può dunque esprimere con un ellissoide a tre assi diversi nel caso generale dei cristalli trimetrici, con un ellissoide di rivoluzione nei cristalli dimetrici, con una sfera nei cristalli monometrici. La differenza di conducibilità è talvolta molto forte nelle diverse direzioni in uno stesso cristallo, non monometrico; per es. nella ematite, trigonale, la conducibilità elettrica nelle direzioni normali all'asse ternario ha un valore quasi doppio di quello che presenta nella direzione dell'asse stesso.

Digitized by Google

§ 5. — *Proprietà ottiche.*

a) GENERALITÀ. INDICE DI RIFRAZIONE. — Nella trattazione elementare dell'ottica cristallografica si parte ancora, ordinariamente, dalla *teoria delle ondulazioni*, formulata da Huygens ed elaborata poi specialmente da Fresnel, al quale si debbono i primi e fondamentali progressi nello studio delle proprietà ottiche dei cristalli, divenute poi di straordinaria importanza teorica e pratica, così per il fisico e per il chimico, come per il mineralogo e per il petrografo. Secondo quella teoria, la luce consiste nel moto vibratorio delle particelle di una ipotetica materia, estremamente tenue, di densità infinitamente piccola, perfettamente elastica, che esiste dovunque, sia nel vuoto, come tra le particelle dei corpi gasosi, liquidi e solidi, e vien chiamata *etere luminoso* (1). Il movimento dell'etere, che parte da un corpo luminoso, si propaga tutto all'intorno, sotto forma di onde luminose.

Se noi consideriamo ora uno solo tra gli infiniti raggi di luce che partono in tutte le direzioni da un punto luminoso, troviamo che la luce si propaga in linea retta; la sua velocità di propagazione è grandissima, raggiungendo, nel vuoto, il valore enorme di 300.000 km. per minuto secondo. Le particelle eteree le quali allo stato di riposo sono allineate sopra una retta, nella direzione di un qualunque raggio di luce, sono, durante il movimento luminoso, scosse da una oscillazione periodica, trasversale alla

(1) È noto che oggi la luce si ritiene dovuta ad oscillazioni elettriche; ma *dal punto di vista formale,* trattandosi sempre di oscillazioni periodiche trasversali, la vecchia teoria delle vibrazioni elastiche conserva inalterato il suo valore.

Digitized by Google

direzione del raggio, al di qua e al di là della loro posizione di equilibrio, in modo affatto paragonabile al moto del pendolo. Un raggio luminoso può dunque, grossolanamente, essere paragonato ad una corda tesa, che sia pizzicata in un punto, per modo da impartirle una vibrazione; in un determinato istante, le particelle del raggio, come le parti della corda, si troveranno sopra una curva ondulata, detta *sinusoide*. Non bisogna dimenticare quindi che la direzione nella quale avviene realmente il moto oscillatorio di una particella eterea, ossia la sua *direzione di oscillazione*, è normale alla *direzione di propagazione* del raggio.

Nella luce ordinaria le oscillazioni delle particelle eteree intorno alla loro posizione di equilibrio avvengono in tutte le direzioni normali alla direzione di propagazione; cioè l'azimut di vibrazione varia continuamente, con infinita rapidità, pur restando sempre normale al raggio, così che questo non presenta alcuna proprietà di lateralità o polarità. Se invece, come si può ottenere sia per riflessione, sia per rifrazione, ma specialmente, come vedremo, per birifrazione in un mezzo cristallino, tutte le particelle di un raggio sono condotte a vibrare in un unico piano, il raggio stesso non si comporta più nella stessa maniera rispetto a tutti i piani che lo contengono, ma gode di una evidente lateralità, e la luce si dice *polarizzata*.

La distanza λ che separa due particelle eteree in concordanza di fase, cioè equidistanti dalle loro posizioni di equilibrio, e animate dalla stessa velocità, nello stesso senso e direzione, dicesi *lunghezza d'onda*; la lunghezza d'onda è quella che definisce il *colore* della luce; i valori di λ sono sempre estremamente piccoli, e per lo spettro visibile stanno tra 760 milionesimi di millimetro per la luce rossa e 380 mi-

Digitized by Google

lionesimi di mm. per la luce violetta; lunghezze d'onda maggiori hanno i raggi termici, ultra-rossi, e minori i raggi chimici, ultra-violetti.

La *intensità* della luce dipende invece dalla *ampiezza* delle vibrazioni.

Quando la luce entri dal vuoto in un corpo ponderabile, la sua velocità diminuisce, proporzionalmente alla densità ottica del corpo stesso. Conseguenza di questa diversa velocità nei mezzi di diversa densità ottica è la deviazione, o *rifrazione*, che un raggio subisce, quando passa dall'uno all'altro, con incidenza obliqua alla superfice di confine dei due mezzi; e precisamente il raggio si avvicinerà alla normale a tale superfice se il raggio passa da un mezzo meno denso ad uno otticamente più denso, e se ne allontanerà in caso opposto. È noto che nei mezzi isotropi il rapporto fra il seno dell'angolo d'incidenza i, ossia dell'angolo tra il raggio incidente e la normale, e il seno dell'angolo di rifrazione r tra il raggio rifratto e la normale, è una costante n, chiamata *indice di rifrazione*: $n = \frac{\text{sen } i}{\text{sen } r}$. Ordinariamente, difficile essendo in pratica determinare l'indice di rifrazione assoluto rispetto al vuoto, si determina per ogni sostanza l'indice di rifrazione rispetto all'aria, il cui valore è del resto ben poco diverso.

Ma se nel vuoto la velocità della luce non varia col valore della lunghezza d'onda, nei corpi ponderabili il ritardo subito nella velocità di propagazione varia col valore di λ, ed è maggiore per i raggi che hanno la minore lunghezza d'onda, cioè per i violetti, decrescendo regolarmente per le luci di maggiore lunghezza d'onda: il valore numerico di n sarà dunque, per ogni sostanza, massimo per i raggi violetti, minimo per i rossi. Tutti sanno che a questa diversità

Digitized by Google

di indice di rifrazione per le luci dei varî colori è dovuta la possibilità di dividere, mediante un prisma di vetro, le diverse luci di cui si compone una luce data qualsiasi, p. es. quella bianca del Sole.

Per lo studio delle proprietà ottiche è tuttavia molto comodo usare *luci monocromatiche*, composte tutte di raggi aventi all'incirca la stessa lunghezza d'onda. Questo si può ottenere decomponendo spettroscopicamente la luce solare, o altra luce bianca intensa, e isolando con schermi mobili una zona ristretta dello spettro ottenuto. Più comodo in pratica è servirsi della luce prodotta per incandescenza dai vapori di alcuni sali metallici, introdotti in una fiamma incolora, a gas od a spirito: usata su larga scala è la luce gialla di sodio, praticamente affatto monocromatica, perchè lo spettro del sodio è dato essenzialmente da una sola grossa e nitida riga doppia, nella parte centrale dello spettro (λ = mm. 0,000589).

Il valore dell'indice di rifrazione e quello della *dispersione* (così si chiama la differenza fra l'indice per i raggi rossi e quello per i violetti) sono dati numerici di grandissima importanza pratica, per il riconoscimento dei singoli minerali. Molte gemme devono all'alto valore dell'indice di rifrazione e della dispersione una gran parte dello splendore per cui sono ricercate: tra queste è particolarmente da ricordare il diamante.

Accenneremo anche, rapidamente, al fenomeno della *riflessione totale*. Quando un raggio luminoso passa da un mezzo otticamente più denso ad uno meno denso, sappiamo che esso si rifrange, allontanandosi dalla normale, ossia $r > i$; aumentando l'inclinazione della incidenza, ossia il valore di i, si arriverà ad un valore limite θ, per il quale $r = 90°$: in questo punto

Digitized by Google

il raggio rifratto è contenuto nella superfice di limitazione dei due mezzi. Aumentando ancora il valore dell'angolo di incidenza, per tutti i valori di $i > \theta$ il raggio rifratto non passerà nel secondo mezzo meno denso, ma sarà riflesso totalmente indietro, entro il mezzo più denso. Di questo ci si può facilmente persuadere guardando dal basso, sotto incidenze molto oblique, la superfice dell'acqua contenuta in un bicchiere: quando si sia superato l'angolo limite, la superfice dell'acqua appare come opaca, e splendente al pari del mercurio. Naturalmente il valore di θ è tanto più basso, quanto più alto è il valore di n fra i due mezzi; fra il diamante e l'aria esso è per es. 25°; e anche ciò contribuisce a dare vita e splendore alla gemma sfaccettata, per le molte riflessioni totali che la luce, penetrata nell'interno della gemma, subisce sulle diverse faccette, prima di riuscire all'esterno.

La determinazione dell'indice di rifrazione di una sostanza può farsi con svariati metodi, dei quali noi qui non possiamo dare che un cenno sommario.

Il metodo classico, che è quello della *deviazione minima*, esige che nella sostanza in questione sia tagliato con grande precisione un prisma rifrangente, a facce perfettamente lucidate; l'angolo del prisma, di circa 60° per le sostanze a indice di rifrazione non troppo alto, deve essere più ristretto per valori molto elevati di n, allo scopo di evitare la riflessione totale. Come strumento si usa il goniometro di Babinet a riflessione (v. pag. 16), secondo lo schema della fig. 142. Un raggio di luce monocromatica, proveniente dal collimatore, viene rifratto entro al prisma (che deve essere montato sul portacristalli, centrato e aggiustato), e accolto dal cannocchiale ricevente mobile, con cui si può fissare l'an-

Digitized by Google

golo D del quale il raggio stesso è stato dal prisma deviato dalla primitiva direzione. Come è noto, la lettura si fa nella posizione in cui si ha la *minima deviazione*, la quale coincide col punto in cui il raggio rifratto nell'interno del prisma fa angoli eguali con le due facce del prisma stesso, così come si vede

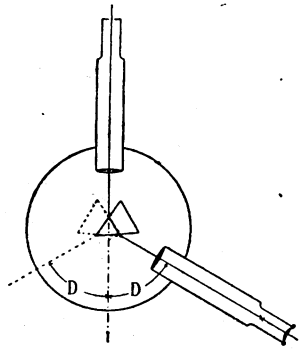


Fig. 142.

nella figura. Allora, essendo A l'angolo del prisma, e D l'angolo di deviazione minima, si avrà

$$n = \frac{\operatorname{sen} \frac{1}{2}(A+D)}{\operatorname{sen} \frac{1}{2} A}.$$

Più rapidamente e comodamente si può fare la determinazione dell'indice di rifrazione traendo profitto della riflessione totale. Secondo quanto abbiamo detto più indietro su questo argomento, essendo θ

Digitized by Google

il valore dell'angolo limite di riflessione totale tra la sostanza da studiare e un mezzo più rifrangente, il cui indice di rifrazione sia μ, l'indice di rifrazione della sostanza stessa sarà $n = \mu \text{ sen } \theta$. Questo valore dell'angolo limite si misura coi così detti *total-riflettometri*. Nel più perfetto, quello di Abbe-Pulfrich, la parte essenziale è una mezza sfera di cristallo ad elevatissimo potere rifrangente, in cui tanto la superfice sferica come il piano equatoriale sono perfettamente lucidati. Sulla superfice piana, orizzon-

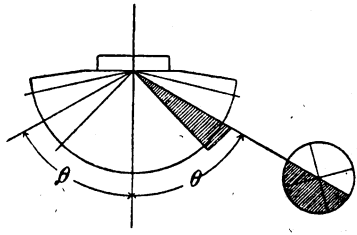


Fig. 143.

tale (fig. 143), si ponga una lamina o una qualunque scheggia della sostanza, avente una superfice pure piana e levigata, interponendovi un sottilissimo strato di un liquido ad elevato indice di rifrazione; si illumini poi la lamina dal di sotto, facendo passare a traverso la mezza sfera della luce monocromatica, diretta col mezzo di uno specchietto; quando si riceva dall'altra parte, simmetricamente, mediante un cannocchiale, la luce riflessa, si potrà colpire il limite di riflessione totale, e determinare direttamente l'angolo θ; si può allora calcolare senz'altro il valore di n, essendo noto una volta per tutte quello di μ, indice del cristallo con cui è costruita la sfera. Ri-

Digitized by Google

sulta infatti evidente dalla figura che la luce proveniente dal di sotto, incidente sotto un angolo maggiore di θ, sarà totalmente riflessa al contatto con la lamina minerale, così che nel campo del cannocchiale (a destra in basso) si distinguerà nettamente la parte (a destra) più illuminata, da quella (a sinistra), più oscura, in modo da poter centrare il limite rispetto al reticolo.

L'impiego di questo mezzo è naturalmente limitato ai minerali o alle sostanze meno rifrangenti del cristallo e dei liquidi possibili ad impiegarsi. Comodissimo è il metodo per determinare l'indice di rifrazione dei liquidi; di questi, per osservazioni ordinarie, basta versare una grossa goccia sulla superfice piana della mezza sfera, coprendola con una scatolina di cartone, allo scopo di rallentare la evaporazione.

Pure sulla riflessione totale è fondato un metodo frequentissimamente impiegato per avere indirettamente, con discreta approssimazione ($\pm$ 0,001), l'indice di rifrazione di microscopiche scheggioline, specie dei minerali formanti le rocce. Con un poco di polvere, ottenuta schiacciando un granuletto della sostanza, si fa un preparato microscopico, immergendola, fra due vetrini, in una goccia di un liquido di indice di rifrazione noto; se l'indice di rifrazione della sostanza e quello del liquido sono differenti, e la luce che viene dallo specchio forma un fascio parallelo (come si può ottenere o togliendo il condensatore, o stringendo fortemente il diaframma iride), si osserverà, ai margini di ognuna delle scheggioline formanti la polvere, un sottile orlo luminoso (*linea di Becke*), il quale, alzando il tubo del microscopio, si sposterà, andando verso quello dei due mezzi che è più rifrangente, e viceversa movendo il tubo in senso contrario. Con ripetuti tentativi, usando varî

Digitized by Google

liquidi o miscele di liquidi con indice di rifrazione gradatamente crescente, o decrescente, si può arrivare a determinare indirettamente l'indice di rifrazione della sostanza: quando questo sia sensibilmente eguale a quello del liquido impiegato, la linea di Becke non si distingue più. Anche per questa esperienza conviene, quando si voglia avere una maggiore precisione, servirsi della luce monocromatica (di Na).

b) ANISOTROPIA DELL'ETERE NEI MEZZI CRISTALLINI. BIRIFRAZIONE. POLARIZZAZIONE. — Mentre nei mezzi otticamente isotropi la elasticità dell'etere luminoso è uguale in tutte le direzioni, e perciò la velocità di un raggio è sempre la stessa, e costante ne è l'indice di rifrazione, qualunque sia la direzione di vibrazione delle particelle eteree, nei mezzi cristallini non monometrici l'etere luminoso è invece anisotropo, e perciò, in generale, la velocità di propagazione varia col variare della direzione di vibrazione. Non è quindi più possibile, in generale, la propagazione, in un mezzo di questo genere, di un raggio di luce ordinaria, nel quale, come sappiamo, le diverse particelle hanno trajettorie diverse, varianti con infinita rapidità di orientazione, pur compiendosi le loro oscillazioni sempre trasversalmente alla direzione del raggio. L'esperienza ha dimostrato che nei mezzi cristallini anisotropi, tra le infinite direzioni di vibrazione normali ad una direzione di propagazione, due, ad angolo retto fra di loro, corrispondono sempre l'una alla massima, l'altra alla minima velocità di propagazione; queste sono le due direzioni nelle quali effettivamente si compiono le vibrazioni delle particelle eteree, per la luce che si propaga in tale direzione. Ne consegue che in un mezzo cristallino lungo una stessa direzione possono propagarsi due raggi, di diversa velocità, uno dei quali corrisponde alla vibrazione per cui la velocità

Digitized by Google

di propagazione è minima, l'altro alla vibrazione per cui la velocità è massima; entrambi questi raggi sono polarizzati: pur facendo essi lo stesso cammino, il piano di vibrazione delle particelle dell'uno è normale al piano di vibrazione delle particelle dell'altro.

Questo può essere verificato sperimentalmente nel modo più semplice. Si prenda un pezzo di spato di Islanda (calcite limpidissima, perfettamente incolora), e lo si racchiuda tra due diaframmi opachi, muniti ognuno di un solo stretto forellino (fig. 144). Facendo entrare della luce in *P*, da *Q* si vedranno uscire due raggi, *e* ed *o*, i quali debbono necessariamente nello spato aver fatto cammino in comune lungo la direzione *PQ*, ma all'uscita deviano diversamente dalla normale, ciò che dimostra che nello spato hanno viaggiato con velocità diversa, e quindi hanno diverso indice di rifrazione.

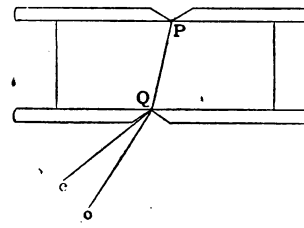


Fig. 144.

Reciprocamente, quando un raggio di luce ordinaria entri in un mezzo cristallino, sia l'incidenza normale od obliqua, esso si birifrange, cioè si divide in due raggi, le cui vibrazioni si compiono in due piani l'uno all'altro normali; e poi che le due vibrazioni corrispondono, in generale, a due diversi valori della elasticità dell'etere, la loro velocità di propagazione sarà diversa, e perciò essi saranno anche diversamente rifratti, e faranno diverso cammino nell'interno del cristallo (fig. 145). Anche questo si può agevolmente verificare mediante un pezzo di spato d'Islanda; mettendolo a giacere con una faccia di

Digitized by Google

sfaldatura romboedrica sopra una carta, sulla quale sia segnato un punto, e guardando dal di sopra noi ve-

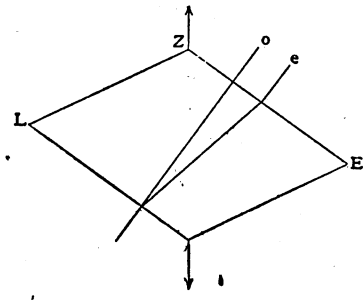


Fig. 145.

dremo due immagini di quel punto (fig. 146), corrispondenti ai due raggi *e* ed *o* della figura precedente.

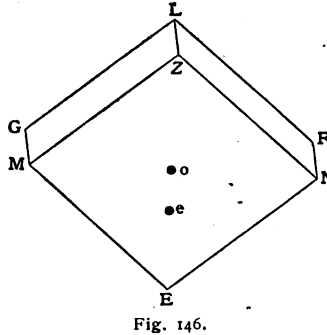


Fig. 146.

Che questi due raggi, come i due della fig. 144, siano polarizzati ad angolo retto, cioè che le loro vibrazioni si compiano in due piani tra loro normali, e che questa polarizzazione si mantenga anche dopo che essi sono usciti dallo spato, si può riconoscere in varî modi, dei quali il più semplice è l'impiego di una lamina di tormalina. In un limpido cristallo di questo minerale, che abbiamo imparato a

Digitized by Google

conoscere come esempio di una classe speciale del sistema trigonale, e precisamente in un cristallo di tormalina verde del Brasile, tagliamo una lamina a facce parallele tra loro e all'asse ternario polare. Se lo spessore è giusto, noi avremo così preparato un apparecchio per analizzare la luce polarizzata; una tal lamina infatti è abbastanza trasparente per le vibrazioni luminose che si compiono parallelamente all'asse ternario, mentre è quasi affatto opaca per le vibrazioni che si compiono normalmente ad

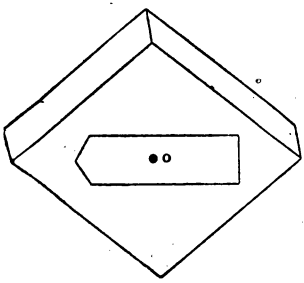


Fig. 147.

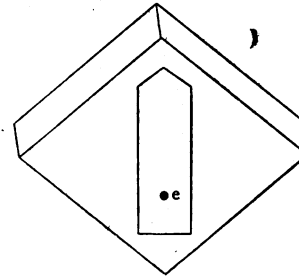


Fig. 148.

esso. Sovrapponendo la tormalina allo spato della fig. 146, noi osserveremo precisamente che quando l'asse ternario è parallelo alla diagonale lunga della faccia romba dello spato si vede chiaramente la immagine *o*, ed è interamente annullata la *e*, per assorbimento del relativo raggio (fig. 147); girando la tormalina di 90°, quando il suo asse ternario sia parallelo alla diagonale corta della faccia romba dello spato, sarà chiara la immagine *e*, e scomparirà interamente, per assorbimento nella tormalina, la *o* (fig. 148).

E un fenomeno perfettamente simile si noterebbe

analizzando con la tormalina i due raggi *e* ed *o* usciti dal foro *Q* nella fig. 144.

c) SUPERFICE VETTORIALE DI FRESNEL. · CRISTALLI BIRIFRANGENTI, BIASSICI E UNIASSICI; CRISTALLI MONORIFRANGENTI. — A rappresentare graficamente la variazione con la direzione delle proprietà ottiche nei cristalli si possono adottare varie superfici, basandosi sopra diverse considerazioni; la più semplice e chiara è forse ancora quella che si suol chiamare *superfice vettoriale di Fresnel*, o *superfice delle velocità*. In questa superfice, la direzione dei singoli raggi vettori indica la direzione nella quale avviene il moto vibratorio delle particelle eteree, e la lunghezza loro è proporzionale alla velocità dei raggi le cui vibrazioni si compiono in tale direzione. Questa superfice è, nel caso generale dei cristalli trimetrici, un ellissoide; la sezione in essa determinata da un piano qualunque passante per il centro è dunque, in generale, un'ellisse; i due semidiametri principali, massimo e minimo, di tale ellisse, normali tra di loro, indicano le direzioni di vibrazione e le velocità dei due raggi polarizzati ad angolo retto che possono propagarsi lungo la direzione normale al detto piano di sezione. Così, nella fig. 149, se *A B C* è la superfice delle velocità di un cristallo trimetrico, per un determinato valore di λ, lungo una stessa direzione *O P* potranno propagarsi due raggi, uno dei quali vibrerà secondo *O L* e l'altro secondo *O M*, e che saranno dotati di velocità proporzionali rispettivamente alle lunghezze di questi due segmenti; *O L* e *O M* sono i due semidiametri, massimo e minimo, della ellisse che rappresenta la intersezione dell'ellissoide con il piano *O L M*, passante per il centro, e normale alla direzione di propagazione *O P*. Così secondo *O B*, asse medio dell'ellissoide, si propagheranno due raggi, uno vibrante secondo *O A*, con velocità mas-

Digitized by Google

sima V_a, e l'altro vibrante secondo $O\ C$, con velocità minima V_c; il rapporto tra le lunghezze di

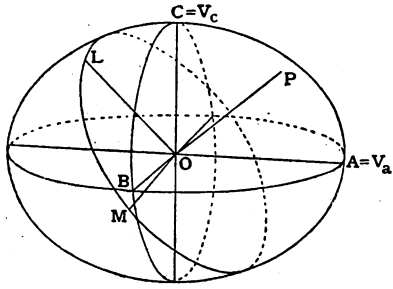


Fig. 149.

$O\ A$ e $O\ C$ è uguale al rapporto tra i valori numerici di V_a e V_c.

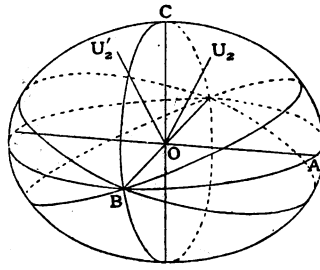


Fig. 150.

Ma ogni ellissoide a tre assi possiede due sezioni circolari, passanti per il centro e contenenti l'asse medio, simmetriche rispetto agli assi minimo e mas-

Digitized by Google

simo della superfice; nella fig. 150 vediamo appunto tracciate queste due sezioni circolari antiparallele, contenenti $O\ B$, e simmetricamente disposte rispetto ad $O\ A$, $O\ C$. Considerando ora le due direzioni $O\ U_2$ ed $O\ U'_2$, normali alle due sezioni circolari dell'ellissoide, vedremo subito che in questo caso (eguali essendo tra di loro tutti i vettori normali alle due direzioni di propagazione, perchè raggi di un cerchio) un raggio di luce potrà propagarsi entro il cristallo, in ognuna delle due direzioni, come un raggio di luce ordinaria, emergendone poi senza essere nè polarizzato nè birifratto. Queste due direzioni OU_2 e OU'_2, che sono le sole lungo le quali un raggio luminoso possa propagarsi in un cristallo trimetrico senza essere polarizzato nè birifratto, diconsi *assi ottici secondari*, o *biradiali*; e perciò i cristalli trimetrici diconsi *otticamente biassici*. *Piano degli assi ottici* è il piano OAC, che contiene sempre le due normali alle sezioni circolari; i due assi dell'ellissoide OA e OC sono poi chiamati le *bisettrici degli angoli tra gli assi ottici*; l'una sarà naturalmente quella dell'angolo acuto fra gli assi ottici, e si dirà la *bisettrice acuta*, l'altra la *bisettrice ottusa*. Può darsi, secondo i casi, che OA sia l'ottusa e OC l'acuta, come nella fig. 150, e allora il cristallo dicesi otticamente *positivo;* oppure il viceversa, e allora il cristallo si dice *negativo*.

Naturalmente i valori delle velocità, e perciò degli indici di rifrazione, in uno stesso cristallo e in una stessa direzione, variano col variare della lunghezza d'onda della luce impiegata, e perciò le ricerche vanno fatte a luce monocromatica; quando non ci sia indicazione speciale, si intende che i valori son dati per la luce gialla di sodio. Ma nei cristalli dei sistemi trimetrici può variare anche la orientazione della superfice vettoriale di Fresnel per i diversi colori, rispetto agli elementi di simmetria del cristallo.

Digitized by Google

Nel sistema triclino, dove mancano assi e piani di simmetria, gli assi dell'ellissoide per i diversi valori di λ non coincidono affatto tra di loro, e non esiste alcuna relazione determinabile *a priori* con la forma cristallina: tutto va determinato sperimentalmente, caso per caso.

Nel sistema monoclino, un solo asse cristallografico, e precisamente l'asse y, A_2 o normale a P, coincide con uno o con l'altro degli assi della superfice delle velocità, per tutti i colori. Quindi nel monoclino il piano degli assi ottici o coincide col piano di simmetria, o è normale ad esso.

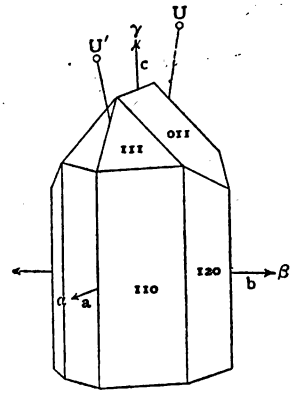


Fig. 151.

Nel sistema rombico tutti e tre gli assi cristallografici, data la simmetria del sistema, coincidono con gli assi dell'ellissoide di Fresnel, per tutti i colori. Perciò il piano degli assi ottici è sempre uno dei pinacoidi; dei tre assi cristallografici, uno è la bisettrice acuta, l'altro l'ottusa, e il terzo la normale al piano degli assi ottici. La fig. 151 ci mostra appunto l'orientazione ottica di un cristallo rombico di topazio: il piano degli assi ottici ($U\ U'$) corrisponde al II pinacoide {010}; l'asse cristallografico a (x) coincide con la bisettrice ottusa, asse massimo OA dell'ellissoide (indice di rifrazione minimo α); l'asse c (z) coincide con la bisettrice acuta, asse minimo OC dell'ellissoide (indice di rifrazione massimo γ); l'asse

Digitized by Google

b (*y*) coincide con la normale ottica, asse medio *OB* dell'ellissoide (indice di rifrazione medio β).

Nei cristalli dimetrici, per la esistenza di un asse di simmetria singolare, ternario, quaternario o senario, la superfice di Fresnel si riduce ad un ellissoide di rivoluzione, perchè diventano eguali fra di loro i due assi normali all'asse di rivoluzione, il quale necessariamente coincide con l'asse singolare di simmetria. Dalla fig. 152 si rileva facilmente che, essendo circolare la sezione normale ad *OC*, asse di rivoluzione, lungo la direzione *OC* può propagarsi un raggio di luce ordinaria, senza birifrangersi nè polarizzarsi; *OC* è l'*asse ottico*, unico, perchè altre sezioni circolari passanti per *O* l'ellissoide non presenta. I cristalli dei sistemi dimetrici possiedono dunque un solo asse ottico, ossia una sola direzione nella quale un raggio luminoso può propagarsi senza essere nè polarizzato nè birifratto, e diconsi pertanto otticamente *uniassici*. Può darsi che l'asse di rivoluzione sia l'asse massimo, come nella nostra figura, e allora il cristallo uniassico è otticamente *negativo*; oppure che l'asse di rivoluzione sia il minimo, e allora la superfice di Fresnel si presenta come uno sferoide schiacciato ai poli, e il cristallo si dice *positivo*.

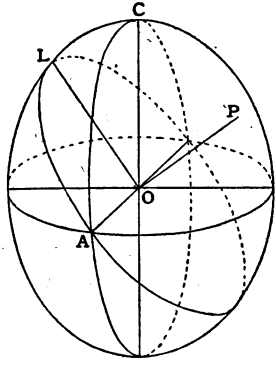


Fig. 152.

Quanto ai raggi che in un cristallo uniassico, positivo o negativo, si propaghino in altra direzione che

Digitized by Google

non sia quella dell'asse ottico, essi saranno birifratti e polarizzati. La fig. 152 ci fa vedere come lungo la direzione *OP* possano aversi due raggi, uno dei quali vibrerà secondo *OA*, propagandosi con velocità proporzionale alla lunghezza di tale vettore, e l'altro secondo *OL*, propagandosi con velocità proporzionale alla relativa lunghezza. Variando la inclinazione di *OP* sull'asse verticale, varia pure la lunghezza di *OL*, tra il valore minimo di *OA* per i raggi che si propagano secondo l'asse ottico, e il valore massimo di *OC* per i raggi che si propagano normalmente allo stesso; ma il valore dell'altro vettore, *OA*, resta costante, essendo esso sempre un raggio della sezione circolare. Dunque, dei due raggi che si possono propagare in una qualunque direzione nel cristallo, uno ha velocità variabile, e perciò indice di rifrazione variabile, e si chiamarà *raggio straordinario*, l'altro ha velocità costante e perciò indice di rifrazione costante, e lo chiameremo *raggio ordinario*; quest'ultimo è quello che compie le sue vibrazioni normalmente all'asse ottico, e il suo indice costante si indica con ω; mentre si indica con ε il valore dell'indice del raggio straordinario, che corrisponde alle vibrazioni parallele all'asse verticale. Se $\omega > \varepsilon$ il cristallo è negativo; se $\varepsilon > \omega$ il cristallo è positivo. Nell'esperienza fatta con la calcite, e rappresentata dalle figg. 146, 147, 148, *e* è il raggio straordinario, *o* l'ordinario.

Otticamente, tutti i cristalli dimetrici si comportano nello stesso modo; non è dunque possibile distinguere per via ottica un cristallo esagonale da uno trigonale o da uno tetragonale. Viceversa è facile riconoscere l'asse verticale di simmetria singolare, perchè, come sappiamo, esso coincide sempre con l'asse ottico. Se nel romboedro di spato della fig. 146 tagliamo una coppia di facce parallele alla base, cioè normali all'A_3, e traguardiamo perpendi-

Digitized by Google

colarmente ad esse il punto segnato sulla carta, ne vedremo una sola immagine, che non varierà sovrapponendovi una lamina di tormalina, nè girando questa nel suo piano, perchè lungo l'asse ottico la luce si è propagata come un unico raggio di luce ordinaria.

Nei cristalli del sistema monometrico la superfice di Fresnel è una sfera; ogni sezione, normale a qualunque direzione di propagazione, essendo sempre circolare, la luce si propaga nei cristalli di questo sistema senza birifrangersi nè polarizzarsi; questi cristalli sono dunque *isotropi* otticamente, e per nessuna proprietà ottica possono essere riconosciuti da un corpo amorfo, perchè, come questo, sono *monorifrangenti*.

Invece che della superfice di Fresnel, per rappresentare la variazione delle proprietà ottiche con la direzione nei cristalli, ci si può servire anche del così detto *ellissoide degli indici*, o *indicatrice ottica*, i cui semiassi sono proporzionali ai valori numerici dei tre indici principali di rifrazione α, β, γ, delle onde le cui vibrazioni si compiono nelle direzioni di *OA*, *OB*, *OC*. Anche questa superfice si riduce ad un ellissoide di rivoluzione nei cristalli dimetrici, e ad una sfera nei monometrici. Nel caso generale, dei cristalli trimetrici, è un ellissoide a tre assi diversi, e possiede esso pure, come l'ellissoide di Fresnel, due sezioni antiparallele circolari. Le normali a queste si chiamano *assi ottici primarî*, o *binormali*.

Il valore dell'angolo tra i due assi ottici è facilmente determinabile in funzione dei tre indici principali di rifrazione. Chiamando V l'angolo che uno dei due assi ottici primarî fa con la bisettrice γ, si ha

Digitized by Google

$$\text{tang } V = \sqrt{\frac{\frac{1}{\alpha^2} - \frac{1}{\beta^2}}{\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\gamma^2}}}.$$

Il valore $2V'$ dell'angolo tra gli assi ottici secondari si ricava facilmente da quello dell'angolo $2V$ tra i due *A. O.* primari; si ha infatti:

$$\text{tang } V' = \text{tang } V \frac{\alpha}{\gamma}.$$

Si vede come la differenza tra i due valori sia piccolissima, anzi praticamente trascurabile per le sostanze poco birifrangenti, nelle quali è piccola la differenza tra α *e* γ, mentre può essere sensibile nel caso opposto.

Come facilmente si può intuire, la determinazione degli indici di rifrazione nei mezzi birifrangenti, pur potendosi compiere con gli stessi metodi e gli stessi apparecchi altrove ricordati (pag. 196 e seg.), è molto delicata e complessa, richiedendo l'uso di prismi o lamine *orientati*, e la considerazione delle direzioni di vibrazione rispettive dei due raggi prodotti dalla birifrazione. Un prisma di quarzo, per es., formato da due facce di {2$\bar{1}$1} a 60° fra loro, ci fornirà due immagini rifratte della fessura usata come mira: una corrispondente al raggio ε, e l'altra ad ω; per riconoscere l'una dall'altra può bastare una tormalina, ma molto meglio servirà uno dei polarizzatori dei quali si tratta nel paragrafo seguente. In modo analogo si possono determinare α, β, γ, in un cristallo rombico, mediante prismi paralleli agli assi cristallografici, oppure mediante una lamina parallela ad

Digitized by Google

un pinacoide, col totalriflettometro Abbe-Pulfrich. Ma su questo argomento non possiamo entrare in particolari, che ci porterebbero troppo fuori dei limiti che ci siamo prefissi.

d) PRISMA DI NICOL. POLARISCOPI E MICROSCOPI DI POLARIZZAZIONE. OSSERVAZIONI A LUCE POLARIZZATA PARALLELA. — Un semplice apparecchio atto a darci luce polarizzata, ed anche ad analizzare la luce emergente da un cristallo, come abbiamo visto nella nostra esperienza con lo spato d'Islanda, è dato da una lamina di tormalina, abbastanza intensamente colorata perchè il raggio ordinario, vibrante in senso normale all'A_3, sia totalmente assorbito; passa allora soltanto il raggio straordinario, le cui vibrazioni si compiono nel senso dell'A_3, raggio per il quale l'assorbimento avviene in misura enormemente minore. Ma il fatto che pure una parte delle vibrazioni straordinarie viene assorbita, per modo che la luce passata attraverso ad una tormalina è fortemente colorata, ed è assai scemata di intensità, rende l'uso della tormalina poco pratico, impossibile anzi per esperienze delicate.

L'apparato di polarizzazione più usato oggidì, e veramente prezioso, nonostante qualche lieve inconveniente che pur presenta, è il *prisma di Nicol*, o, come si dice ordinariamente per brevità, il *nicol*. È questo formato da un romboedro di sfaldatura di spato d'Islanda, alquanto allungato secondo uno spigolo; le facce terminali (fig. 153) vengono sostituite da due piani artificiali ZE, LZ', tagliati per modo che gli angoli in E e in L, che sono di 71° nel romboedro di sfaldatura, siano invece di 68°. Lo spato vien poi segato diagonalmente, secondo un piano ZZ', e le due metà, perfettamente levigate, vengono rincollate l'una sull'altra, nella posizione primitiva, mediante uno straterello di balsamo del Canadà, resina

Digitized by Google

molto limpida e resistente, di cui si servono largamente gli ottici per incollare lenti composte, ecc. Il prisma, annerito all'intorno, per modo da lasciar libere le sole due facce terminali artificiali, è così pronto per l'uso.

Un raggio R di luce ordinaria, che entri da una delle estremità, dovrà, per quanto ci è già noto, birifrangersi nell'interno della calcite, dividendosi in due raggi, l'uno o, ordinario, vibrante secondo la diagonale lunga, cioè trasversalmente all'A_3, l'altro e, straordinario, vibrante in un piano normale al primo, cioè nel piano della diagonale corta, contenente l'A_3; l'indice di rifrazione ω del primo è costante, e nella calcite ha il valore 1,6585; quello dell'altro, ε', varierà, secondo la inclinazione del raggio R, ma sarà sempre inferiore ad ω, e superiore a ε, che nella calcite ha il valore 1,4865. Questo secondo raggio e, per incidenze non troppo oblique di R, ha dunque un indice di rifrazione non molto diverso dal valore n dell'indice del balsamo, che è vicino a 1,540; e perciò, dopo due deviazioni in senso contrario, passa a traverso il balsamo nella seconda metà dello spato, ed esce da $Z\,E$. Invece o, che ha un indice di rifrazione molto più elevato, arriva alla superfice del balsamo sotto una inclinazione che è superiore al valore dell'angolo limite di riflessione totale, e perciò non può passare entro allo strato di balsamo, viene riflesso indietro, e assorbito dal rivestimento nero del prisma.

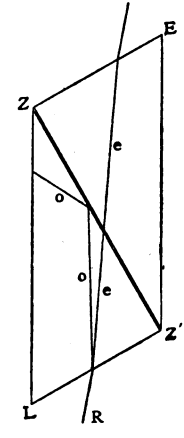


Fig. 153.

Digitized by Google

Un tale apparecchio risponde perfettamente al bisogno, sia come polarizzatore, capace di fornire luce polarizzata bianca, le cui vibrazioni si compiono in un unico piano, sia come analizzatore della luce proveniente da altri cristalli birifrangenti. Infatti un raggio di luce polarizzata che arrivi al nicol passerà inalterato attraverso a questo, nel solo caso che il suo piano di vibrazione coincida con quello del raggio *e* nella calcite, che cioè le vibrazioni sue si compiano nel piano della diagonale corta e dell'asse ternario; se invece le vibrazioni avvengano nel piano della diagonale lunga, cioè normalmente all'A_3, entrerà e si propagherà nella calcite come raggio ordinario, e sarà totalmente riflesso, ossia *estinto*; quando la vibrazione abbia direzione intermedia, essa si scinderà nella calcite, per quanto fu detto a pag. 204, in due componenti, una che si propagherà come raggio straordinario, e passerà a traverso il nicol, e una come ordinaria, che sarà estinta.

Per lo studio ottico dei cristalli birifrangenti, da questi vengono di solito tagliate lamine a facce parallele; queste lamine si interpongono fra due *nicols*, uno dei quali fa da polarizzatore e l'altro da analizzatore. Per lo più si usa a tale scopo un microscopio, nel quale obbiettivi e oculari non differiscono sostanzialmente da quelli dei microscopi ordinari, ma che è munito di parecchi dispositivi speciali, i quali lo rendono meglio adatto all'uso come *microscopio di polarizzazione* (fig. 154). Il tavolino è girevole nel suo piano, e la sua posizione può essere identificata con uno o due noni; al disotto è posto un primo nicol, polarizzatore, entro ad un astuccio, pure girevole; l'analizzatore è, per l'uso comune, incastrato nel tubo, fra oculare e obbiettivo, ma esso pure è girevole mediante il braccio E; quando si voglia, per speciali motivi, invece del nicol nel tubo, aver un

Digitized by Google

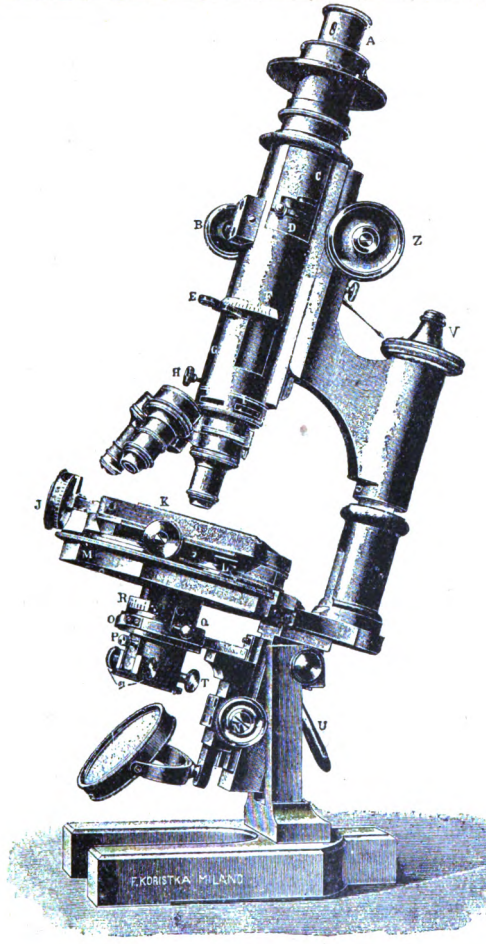


Fig. 154.

Digitized by Google

polarizzatore sovrapposto all'oculare, si può applicarvelo direttamente nell'astuccio *A*. Il condensatore, al di sotto del tavolino, può essere rapidamente scambiato, per modo che la luce proveniente dallo specchio arrivi alla lamina di cristallo da studiare, o come luce parallela, oppure come un fascio conico di raggi fortemente convergenti.

Supponiamo di fare l'osservazione a luce parallela, e poniamo i due nicols dello strumento coi rispettivi piani di vibrazione a 90° tra di loro, ossia, come si suol dire, poniamo i *nicols incrociati*. In questa posizione, la luce proveniente dal nicol inferiore come raggio straordinario, arrivando al nicol superiore con direzione di vibrazione corrispondente al raggio ordinario di questo, vi penetra come raggio *o*, e viene interamente estinta: tra nicols incrociati dunque, quando non vi sia interposta alcuna lamina cristallina, il campo è affatto oscuro.

Se ora tra i due nicols, sul tavolino del microscopio, mettiamo una laminetta tagliata in una sostanza amorfa, o in un cristallo monometrico, poi che in queste sostanze la luce proveniente dal polarizzatore si propaga senza birifrangersi nè cambiare direzione di vibrazione, essa sarà ricevuta dal nicol superiore come raggio *o* ed estinta; il campo resterà dunque oscuro come prima, nè per girare del tavolino si otterrà alcun mutamento.

Qualora invece la lamina sia tagliata in un cristallo birifrangente, il raggio proveniente dal polarizzatore, giunto entro al mezzo cristallino, si dividerà in due, polarizzati ad angolo retto fra di loro, i quali emergeranno vibrando in due piani tra loro ortogonali; le tracce di questi piani sul piano della lamina diconsi *direzioni principali di vibrazione*. Queste essendo, nel caso generale, inclinate sulla direzione di vibrazione del nicol analizzatore, i raggi relativi si divideranno alla

Digitized by Google

loro volta ognuno in due componenti, l'una ordinaria, che sarà estinta, e l'altra straordinaria, che passerà a traverso il detto analizzatore. In generale, dunque, una lamina tagliata in un cristallo birifrangente, e interposta fra nicols incrociati, a luce parallela, vi appare chiara e luminosa. Ma girandola nel suo piano, mediante rotazione del tavolino, passeremo, con un giro completo di 360°, per quattro posizioni, poste a 90° tra di loro, nelle quali, coincidendo le direzioni principali di vibrazione della lamina con quelle dei due nicols, e perciò le componenti straordinarie nel nicol superiore essendo nulle, perchè la lamina non altera la vibrazione proveniente dall'analizzatore, la luminosità della lamina si estinguerà. La osservazione di queste *direzioni di estinzione* permette dunque di fissare la posizione delle direzioni principali di vibrazione di una lamina cristallina; e con varie osservazioni, a luci monocromatiche, su lamine orientate, i cui contorni siano dati dalle tracce di facce cristalline note, si può giungere alla determinazione della orientazione dell'ellissoide di Fresnel per i diversi colori in quella data sostanza.

Un fenomeno che colpisce vivamente in queste osservazioni è la colorazione, spesso vivacissima, che presentano, a nicols incrociati, le lamine birifrangenti di conveniente spessore, quando non siano in posizione di estinzione. Si tratta di un fenomeno dovuto alla interferenza, e paragonabile, come effetto, a quello delle lamine sottili e delle bolle di sapone. Sappiamo infatti che quando la lamina non è estinta, dal nicol analizzatore escono due vibrazioni, costituite ognuna da una delle due componenti in cui entro al detto nicol si è scomposta ciascuna delle vibrazioni uscite dalla lamina birifrangente. Queste due vibrazioni, che sono contenute nello stesso piano

Digitized by Google

(quello principale di vibrazione dell'analizzatore), e sono in ritardo l'una rispetto all'altra (perchè si sono compiute entro la sostanza cristallina anisotropa in direzione diversa, e perciò si sono propagate con velocità diversa) possono dunque interferire.

L'interferenza sarà negativa, cioè con diminuzione (o annullamento) di intensità per quelle luci per le quali il ritardo di un raggio rispetto all'altro, in milionesimi di mm., corrisponda ad un numero dispari di mezze lunghezze d'onda, e positiva, cioè con aumento di intensità, per quelle luci per le quali detto ritardo corrisponda a un numero pari di mezze lunghezze d'onda, così che le due onde siano in concordanza di fase. La luce non sarà dunque più bianca, ma vi prevarranno il colore, o i colori, complementari a quelli eliminati per interferenza. Questo *colore di interferenza* è vivace per le lamine molto sottili, nelle quali non avviene interferenza che per una o due lunghezze d'onda; ma crescendo il valore del ritardo, si estingono o si rinforzano contemporaneamente un numero sempre più grande di vibrazioni, in diverse parti dello spettro: la luce colorata passa cioè per i diversi *ordini di Newton* della scala di interferenza. Se la lamina sia molto grossa, o molto birifrangente, il numero di queste interferenze, distribuite in tutte le parti dello spettro, è così grande che si ha una luce mista, di un bianco-grigio perlaceo, detta *bianco di ordine superiore*. Viceversa, lamine estremamente sottili, o pochissimo birifrangenti, si presenteranno a nicols incrociati di una tinta grigiastra, tanto più scura quanto più piccolo sia il ritardo da esse determinato.

Di questo fenomeno si profitta per misurare il *valore della birifrazione* di una lamina, quando se ne conosca lo spessore; e sopra tutto per determinare quale delle due direzioni principali di vibrazione sia

Digitized by Google

positiva (cioè corrisponda al maggiore indice di rifrazione), e quale *negativa* (cioè corrisponda al minore indice di rifrazione). Per questo, alla lamina posta fra nicols incrociati, in modo che le sue direzioni di vibrazione siano a 45° da quelle dei nicols, cioè che essa sia al massimo di luminosità, si sovrappone una laminetta di mica muscovite, chiusa tra due vetri, e tanto sottile da determinare un ritardo di $\frac{1}{4}\lambda$ per la luce gialla, orientandola in modo che le sue direzioni di vibrazione, la cui posizione è conosciuta, siano pure a 45° tra quelle dei nicols. Se la direzione positiva della mica coincide con quella positiva dell'altra lamina birifrangente, i ritardi si sommano, e il colore di interferenza si innalza, nella scala di Newton; se invece sono scambiate, avviene parziale *compenso*, ossia il ritardo diminuisce, e il colore si abbassa. Allo stesso scopo si usa spesso un *cuneo di quarzo*, di spessore crescente, che fornisce pertanto ritardi grandi quanto si voglia, entro i limiti dei primi tre o quattro ordini di Newton.

e) OSSERVAZIONI A LUCE POLARIZZATA CONVERGENTE. DISPERSIONE DEGLI ASSI OTTICI E DELLE BISETTRICI. — La distinzione dei cristalli monometrici, monorifrangenti, da quelli degli altri sistemi, birifrangenti, mediante la osservazione a nicols incrociati a luce parallela, è certo molto rapida e comoda; ma si potrebbe obiettare che essa non è assolutamente sicura, perchè anche i cristalli birifrangenti possono, in un caso speciale, mantenersi oscuri tra nicols incrociati: è questo il caso di lamine tagliate normalmente ad un asse ottico. Noi già sappiamo che nella direzione di un asse ottico un raggio di luce si propaga come in un mezzo isotropo, essendo tale direzione normale ad una sezione circolare dell'ellissoide; perciò, inalterata restando la direzione di vibrazione del raggio proveniente dal polarizzatore, questo rag-

Digitized by Google

gio sarà estinto dal nicol superiore, e la lamina, a luce parallela, tra nicols incrociati, resterà oscura comunque la si giri nel suo piano.

Per riconoscere tali lamine di corpi birifrangenti da quelle di sostanze monorifrangenti, ed anche per numerose altre importantissime osservazioni ottiche, si impiega, invece della luce parallela la luce convergente; a tale scopo si colloca immediatamente sotto la lamina un condensatore fortissimo, dal quale esce un fascio conico di raggi convergenti. Questo si può fare al microscopio, mediante un condensatore di ricambio e qualche dispositivo speciale, come abbiamo accennato più indietro, oppure mediante un *polariscopio*, del quale dà idea, in sezione, la fig. 155; vi si riconosce il sistema di lenti condensatrici inferiore, al quale fa riscontro, superiormente, un sistema di lenti convergenti simmetrico, atto a ricevere i raggi provenienti dal primo. Quando sul tavolino di un simile strumento, a luce convergente bianca, e a nicols incrociati, si ponga una lamina tagliata in un cristallo uniassico normalmente all'asse ottico, si osserva una particolar figura luminosa, colorata per interferenza, e dovuta alla diversa inclinazione, e perciò alla diversa birifrazione nell'interno del cristallo, dei diversi mantelli conici di

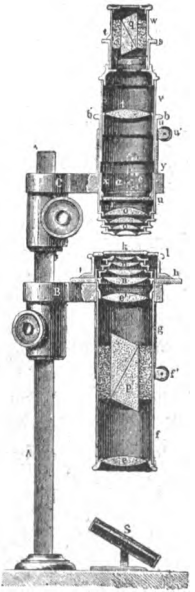


Fig. 155.

Digitized by Google

raggi, di inclinazione crescente. Questa *figura di interferenza* è data da una serie di anelli circolari concentrici, colorati, tagliati da due sbarre nere incrociate a 90°, che corrispondono alle direzioni principali di vibrazione dei due nicols. Se l'osservazione si fa a luce monocromatica, gli anelli saranno alternativamente neri e colorati (fig. 156).

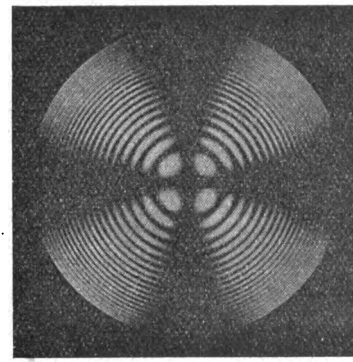


Fig. 156.

Se il cristallo, anzi che uniassico, sia biassico, e la lamina che si esamina a luce convergente, tra nicols incrociati, sia tagliata normalmente alla bisettrice dell'angolo acuto degli assi ottici, in modo che questi emergano simmetricamente dalla lamina, si vedranno, intorno alle emergenze dei due assi ottici, due sistemi di anelli colorati ovali, racchiusi entro una serie di curve lemniscate concentriche; tale figura, quando la lamina sia orientata per modo che la traccia del piano degli assi ottici coincida col piano di

Digitized by Google

vibrazione di uno dei nicols, sarà tagliata da due sbarre nere, una passante per le emergenze dei due assi ottici, e una normale alla prima (fig. 157); girando la lamina nel suo piano, quando il piano degli assi ottici sia a 45° dai piani di vibrazione dei due nicols troveremo che le due sbarre nere rettilinee saranno sostituite da due iperboli nere, i cui apici segnano l'emergenza dei due assi ottici (fig. 158). Di

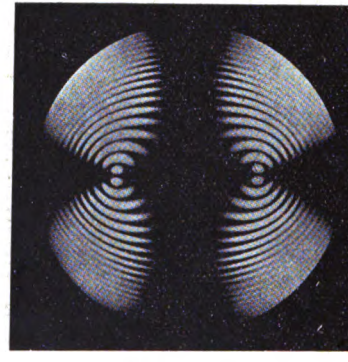


Fig. 157.

questa figura si profitta perciò non soltanto per riconoscere i cristalli biassici dagli uniassici, ma pure per determinare direttamente l'angolo che fanno tra loro in un cristallo gli assi ottici.

A tale scopo la laminetta viene posta fra il condensatore e l'obbiettivo dell'apparato di polarizzazione, sostenuta da un gambo girevole, collegato ad un disco graduato; centrando prima l'uno e poi l'altro apice d'iperbole rispetto al reticolo oculare, si può leggere direttamente l'*angolo acuto apparente*

Digitized by Google

degli assi ottici nell'aria $2E_a$. Per calcolare dall'apparente l'*angolo vero* $2V$ bisogna conoscere anche l'indice di rifrazione medio β della sostanza, corrispondente ai raggi che si propagano nella direzione degli assi ottici; si ha allora

$$\text{sen } V_a = \frac{1}{\beta} \text{ sen } E_a.$$

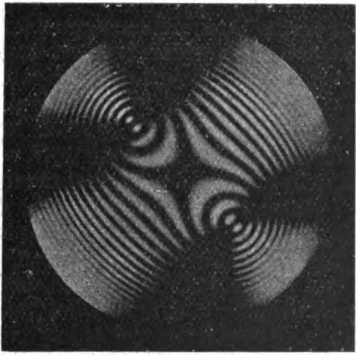


Fig. 158.

Se l'angolo tra gli assi ottici sia grande, può accadere che essi non emergano nell'aria, causa la riflessione totale. La misura si fa allora immergendo la lamina in un liquido ad indice di rifrazione n, possibilmente piuttosto elevato, e si ha:

$$\text{sen } V_a = \frac{n}{\beta} \cdot \text{ sen } H_a,$$

essendo $2H_a$ l'angolo apparente misurato nel liquido usato.

Digitized by Google

Se su due lamine, tagliate l'una normalmente alla bisettrice acuta, l'altra all'ottusa, si siano potuti misurare così l'angolo apparente acuto $2H_a$, come l'angolo apparente ottuso $2H_o$, sempre nello stesso liquido, il valore dell'angolo vero acuto $2V_a$ si ricava da:

$$\text{tang } V_a = \frac{\text{sen } H_a}{\text{sen } H_o}.$$

L'osservazione a luce bianca permette di constatare agevolmente che, come i valori degli indici di rifrazione, così anche i valori degli angoli fra gli assi ottici non sono eguali per le vibrazioni di diversa lunghezza d'onda; gli apici di iperbole appaiono infatti orlati di colori più o meno distinti, e la distanza tra gli apici delle iperboli nere a luci monocromatiche diverse può essere anche notevolmente diversa, secondo la lunghezza d'onda della luce impiegata. Questo fenomeno si chiama *dispersione degli assi ottici*; e si indica con $\rho < \upsilon$ quando l'angolo degli *A. O.* per la luce rossa sia minore che per la violetta, con $\rho > \upsilon$ quando accada il contrario: nel primo caso gli apici di iperbole saranno orlati di rosso all'esterno e di azzurro all'interno, e viceversa nel secondo caso.

Se la lamina appartiene a un *cristallo rombico*, coincidendo le bisettrici per tutti i colori, ed essendo piani di simmetria così il piano degli assi ottici come i due piani formati dalle due bisettrici con la normale, la figura sarà bisimmetrica, come si vede nella fig. 159.

Quando invece si tratti di un *cristallo monoclino*, possono darsi, come sappiamo (pag. 207), due casi diversi:

α) il piano degli assi ottici coincide col piano di simmetria, e la normale ottica coincide per tutti i

Digitized by Google

colori con l'asse di simmetria binaria. Le due bisettrici, acuta e ottusa, per i diversi colori, sono allora *disperse* entrambe entro il piano di simmetria, così che una lamina non può più essere esattamente normale ad una bisettrice, se non per un solo colore. Quando questa *dispersione delle bisettrici* sia abbastanza accentuata, si riconosce bene dalla disposizione dei colori nella figura di interferenza (figura 160), che è monosimmetrica, cioè simmetrica solo rispetto alla traccia del piano degli assi ottici. Il fenomeno prende il nome di *dispersione inclinata*.

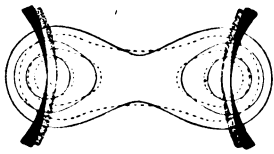


Fig. 159.

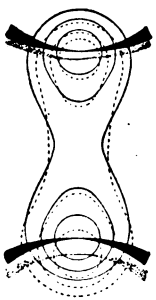


Fig. 160.

β) i piani degli assi ottici per i diversi colori sono tutti normali al piano di simmetria, ma non coincidono più tra di loro; con l'asse di simmetria binaria (*y*) coincide una delle due bisettrici, per tutti i colori: l'altra bisettrice e la normale ottica sono disperse entro al piano di simmetria. In questo caso la simmetria e la disposizione dei colori nella figura di interferenza saranno diverse, secondo che la lamina sia normale ad una delle bisettrici contenute nel piano di simmetria, oppure a quella coincidente per tutti i colori con *y*. Nel primo caso la figura a luce bianca sarà monosimmetrica, rispetto alla traccia del piano di simmetria, che sappiamo essere normale al piano degli *A O*, come si vede nella fig. 161; il fenomeno prende il nome di *dispersione orizzontale*. Nel secondo caso le

Digitized by Google

tracce dei piani degli *A O* per i diversi colori non coincidono più in una retta sul piano della lamina, e per la distribuzione dei colori a luce bianca la figura di interferenza sarà simmetrica solo rispetto ad un punto (fig. 162); questa vien detta *dispersione incrociata*.

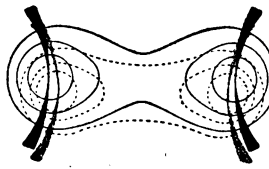


Fig. 161.

Finalmente, nel caso generale, di un *cristallo triclino*, l'orientazione degli assi dell'ellissoide è differente per ogni diverso colore, e la distribuzione dei colori nella figura di interferenza a luce bianca non presenta più alcuna simmetria; si parla allora di *dispersione asimmetrica*.

f) COLORI E LUCENTEZZA DEI MINERALI. PLEOCROISMO. — Il colore e la lucentezza dei minerali costituiscono caratteri diagnostici di primo ordine, e, quando l'occhio sia a ciò particolarmente esercitato, possono senz'altro mettere sulla strada del riconoscimento pratico di molte specie. La *lucentezza* nei corpi trasparenti dipende sopra tutto dall'indice di rifrazione; viva, *adamantina*, è quella presentata dal diamante, dallo zircone, ecc.; meno viva è quella *resinosa* del solfo; anche meno quella *vitrea* del quarzo; e bassissima quella *umida* della criolite. Di uno speciale tipo è la lucentezza presentata dai corpi metallici, opachi, che vien detta appunto *l. metallica*.

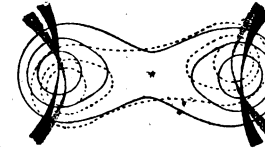


Fig. 162.

Lucentezze speciali, come la *sericea* di certi mi-

Digitized by Google

nerali fibrosi, la *cerea* dell'alabastro, la *madreperlacea* di varî aggregati lamellari, sono date principalmente dalla struttura del relativo aggregato cristallino.

Per quanto riguarda i colori, bisogna tenere distinti dagli altri quelli dei corpi con lucentezza metallica; per tutti però, nel linguaggio ordinario, si usa specificare riferendosi al colore di qualche sostanza molto nota; si dice per es., che il solfo puro è giallo-citrino, ossia di limone; che la calcopirite è giallo-ottone, ecc.

Nei minerali trasparenti giova poi distinguere gli *idiocromatici* dagli *allocromatici*. I primi presentano una tinta dipendente dalla loro composizione, e perciò costante; polverizzandoli, il colore della polvere non differisce da quello del minerale, se non per essere lievemente più chiaro: così la malachite, verde, l'azzurrite, azzurra, il cinabro, rosso, l'orpimento, giallo, le cui polveri sono impiegate anche come colori. Gli altri invece, incolori se puri, sono tinti in colori svariatissimi da impurità diverse: la fluorite può essere incolora, gialla, bruna, rosea, azzurra, verde, violacea, nerastra; il berillo, incoloro, giallo, roseo, verde-azzurrognolo o verde smeraldo; tipico per la grande varietà di colori che può presentare è poi sopra tutto il quarzo. La polvere dei minerali allocromatici è sempre chiarissima, e spesso quasi affatto bianca.

Ma nei cristalli trasparenti, idio- o allocromatici, si può spesso constatare che l'*assorbimento*, proprietà dalla quale dipende il colore visto per trasparenza, varia esso pure, in generale, con la direzione, e secondo norme affatto analoghe a quelle che regolano la variazione della velocità della luce nell'interno dei cristalli.

Sono eccettuati naturalmente i cristalli monome-

Digitized by Google

trici, nei quali l'assorbimento, come la velocità della luce, è uguale in tutte le direzioni, e che si comportano da questo punto di vista come i corpi amorfi; nei cristalli degli altri sistemi, due raggi vibranti in direzioni otticamente non equivalenti sono invece più o meno diversamente assorbiti. Un esempio evidente l'abbiamo visto nella tormalina, della quale le varietà verdi, e in genere quelle di colore intenso, assorbono molto fortemente le vibrazioni ordinarie, trasversali all'asse ottico, e pochissimo quelle straordinarie, parallele a detto asse. Il fenomeno, molto importante praticamente e teoricamente, ha ricevuto il nome di *policroismo*, o *pleocroismo*.

Per scindere i due raggi derivanti da birifrazione in un cristallo pleocroico, e riconoscere la loro diversità rispetto all'assorbimento, si usa di solito la *lente dicroscopica*, formata da un pezzo di spato d'Islanda, chiuso in un astuccio munito ad una estremità di una finestrina quadrata; lo spato è grosso tanto che basti perchè le due immagini *e* e *o* della finestrina, vista per trasparenza a traverso lo spato (v. pag. 202), siano l'una accanto all'altra. Ponendo l'apparecchio davanti p. es. a una lamina di tormalina, in maniera che le direzioni principali di vibrazione del minerale coincidano con quelle della calcite, i due raggi polarizzati che escono dalla tormalina entrano nello spato, l'uno come ordinario, l'altro come straordinario, e vengono perciò separati; le due immagini della finestrina quadrata si vedono quindi tinte di due colori diversi: l'una è chiarissima, mentre l'altra è molto oscura.

Quando ci si contenti di vedere i due colori non l'uno *accanto* all'altro, ma l'uno *dopo* l'altro, basta porre il cristallo, o meglio la lamina da esso tagliata, sul tavolino del microscopio di polarizzazione, lasciando in posto *il solo nicol polarizzatore*; fa-

Digitized by Google

cendo girare il tavolino, muterà continuamente entro alla lamina la direzione di vibrazione della luce proveniente dal polarizzatore, e la variazione di colore, derivante dalla diversità dell'assorbimento, potrà facilmente essere notata.

Del pleocroismo, e della diversità di colore che un minerale pleocroico può presentare, se guardato in direzioni diverse, si deve tenere gran conto nel taglio e nella sfaccettatura delle pietre preziose non monometriche; l'osservazione di questa proprietà è poi utilissima per la diagnosi delle diverse gemme: un'occhiata con la lente dicroscopica basta, p. es., a far riconoscere un rubino (varietà rossa, pleocroica, del corindone, trigonale) da uno spinello rosso (monometrico e perciò non pleocroico); ecc.

g) POLARIZZAZIONE ROTATORIA. — Accenneremo brevemente anche a questa proprietà ottica, tanto importante specialmente per lo studio dei composti del carbonio, ma caratteristica anche per taluni minerali, tra i quali il quarzo ed il cinabro.

Esaminando a luce parallela, a nicols incrociati, una lamina di quarzo abbastanza grossa, parallela alla base, cioè normale all'asse ottico, ci si dovrebbe attendere, essendo il quarzo trigonale, e perciò uniassico, di vedere tale lamina restare affatto oscura; invece essa apparisce luminosa e colorata, di un colore che varia con lo spessore della lamina stessa. Questo dipende dal fatto che, traversando la lamina di quarzo, la luce polarizzata la quale si è propagata lungo l'asse ottico ha subito una rotazione, a destra od a sinistra, secondo che il cristallo è morfologicamente destro o sinistro (v. pag. 100 e seg.); questa rotazione è proporzionale allo spessore della lamina, e varia col valore di λ, essendo minima per i raggi rossi e massima per i violetti [1].

Digitized by Google

[1] Il fenomeno è in realtà molto più complesso, per ciò che si

Naturalmente, essendo stata nel quarzo girata la direzione di vibrazione della luce proveniente dal polarizzatore, questa, arrivando al nicol superiore, non può più esserne estinta intieramente, perchè la sua direzione di vibrazione non coincide con quella di *o* nello spato; e poi che le diverse luci son diversamente girate, saranno di esse estinte componenti diverse, e la lamina apparirà colorata, con prevalenza delle luci estinte in minor misura. Per giudicare e misurare la rotazione converrà operare a luce monocromatica (p. es. di sodio), e allora si avrà estinzione girando, a destra od a sinistra, l'analizzatore di un angolo pari a quello di cui è stato girato il piano di polarizzazione della luce nell'interno del quarzo.

Questo fenomeno, che si può così osservare nei corpi amorfi e monometrici in ogni direzione, e negli uniassici e biassici solo lungo un asse ottico (1), può dipendere da due cause, ben distinte.

Nel quarzo e nel cinabro, trigonali, e nel clorato sodico, monometrico (v. pag. 82), la polarizzazione rotatoria non dipende dalla natura chimica della sostanza, bensì dal particolare ordinamento delle particelle nell'edificio cristallino, potendosi avere due strutture tra di loro enantiomorfe; i cristalli dell'una ruoteranno a destra, quelli della coniugata, a sinistra. Ma se si scioglie del clorato sodico, separando i cristalli destri dai sinistri, e facendo due soluzioni distinte, queste risultano identiche, sono otticamente inattive (cioè incapaci di ruotare il piano di polarizzazione della luce), e, sia l'una come l'altra, evaporando, tornano a dare una miscela di cristalli destri

---

compie nell'interno del cristallo; noi accenniamo qui solo a quanto si può osservare sulla luce uscita dalla lamina di quarzo.

(1) Nei cristalli biassici l'osservazione è molto meno agevole che negli uniassici e nei corpi isotropi.

Digitized by Google

e di cristalli sinistri. La polarizzazione rotatoria è in questi casi sempre congiunta alla struttura cristallina, e precisamente alla possibilità di due strutture enantiomorfe: perciò caratteristica dei cristalli mancanti di piani e di centro di simmetria; non di tutti però: perchè p. es., la silvite, il clorammonio e il nitrato di bario sono otticamente inattivi, anche allo stato cristallizzato.

Altre sostanze devono invece il potere rotatorio alla natura ed alla struttura della loro molecola chimica, e sono otticamente attive, ossia capaci di girare il piano di polarizzazione della luce, anche allo stato amorfo, cioè allo stato di vapore (trementina, canfora), o di soluzione, o di massa fusa (zuccheri). Esse appartengono tutte al novero delle sostanze organiche; e più precisamente si osserva che tra i composti del carbonio sono sempre otticamente attivi, e capaci di due strutture tra di loro enantiomorfe, quei corpi che possiedono un *atomo di carbonio asimmetrico*, cioè un atomo di C le cui quattro valenze sono saturate da quattro atomi o gruppi atomici diversi; sono infatti possibili allora due isomeri (*stereoisomeri*), aventi struttura chimica enantiomorfa, potere rotatorio opposto, e cristallizzanti in forme e combinazioni cristalline tra di loro enantiomorfe. Così i due acidi malici, i due tartarici, destro e sinistro, le due asparagine, ecc. Trattandosi di un argomento che interessa in modo speciale la chimica organica, noi ci terremo paghi di aver dato dell'interessante fenomeno un semplice cenno, affatto sommario.

Digitized by Google

§ 6. — *Deformazioni elastiche. Coesione; sfaldatura. Durezza. Plasticità. Scorrimenti.*

Lo studio delle deformazioni elastiche dei cristalli sarà da noi limitato ad un accenno al comportamento di verghette tagliate in varie direzioni, e sottoposte ad uno sforzo di trazione il quale non superi il limite di elasticità, cioè non raggiunga la misura necessaria per produrre una deformazione permanente. Una verghetta, fissata ad una estremità, e stirata all'altra, subisce un allungamento λ, il quale è proporzionale alla lunghezza della verghetta ed al peso impiegato, inversamente proporzionale alla sezione trasversa della verghetta stessa, ed è inoltre proporzionale ad un coefficente ε, detto *coefficente di allungamento*. Il valore di ε è dunque reciproco di quello che ordinariamente chiamasi *modulo di elasticità* E, essendo $\varepsilon = \frac{1}{E}$. Nei corpi amorfi il valore di questo coefficente è uguale per tutte le direzioni; e cioè due verghette di eguali dimensioni e di eguale sezione, caricate di pesi eguali, subiscono lo stesso allungamento, anche se tagliate in direzioni diverse. Nei corpi cristallizzati invece il valore di ε varia con la direzione, anche nei cristalli monometrici; è appunto questa anisotropia di tutti i cristalli di fronte alle deformazioni elastiche che dà a queste una così grande importanza teorica: poi che, come ci è già noto, rispetto a numerose altre proprietà fisiche i cristalli monometrici sono perfettamente isotropi.

Abbiamo già fatto rilevare fin dal principio come l'anisotropia, inerente alla struttura cristallina, possa

Digitized by Google

essere messa in chiaro con estrema facilità mediante lo studio delle variazioni della *coesione* secondo la direzione: poi che la esistenza di minimi di coesione molto distinti in certe direzioni porta con sè quella facile divisibilità, secondo superfici piane, che noi abbiamo chiamato *sfaldatura* (v. pagine 6 e 9).

La sfaldatura nei cristalli, oltre a darci una evidente dimostrazione della loro anisotropia, è importantissima praticamente, perchè ci offre un mezzo prezioso di riconoscimento dei singoli minerali, e permette altresì spesso di orientare rapidamente un cristallo. La sfaldatura avviene infatti sempre secondo facce reali o possibili del cristallo; e per il numero e la disposizione queste facce obbediscono alla legge di simmetria, così che secondo tutte le facce di una stessa forma semplice si ha sfaldatura egualmente facile e perfetta. Si parla dunque, ordinariamente, piuttosto di *forme* che di *facce* di sfaldatura; e noi diciamo che il salgemma ha sfaldatura perfetta *secondo il cubo*, ciò che vuol dire secondo tre piani ortogonali ed equivalenti, paralleli alle facce di questa forma semplice; che la calcite sfalda secondo il romboedro fondamentale, il diamante e la fluorite secondo l'ottaedro, la blenda secondo il rombododecaedro, ecc.

La sfaldatura può essere qualche volta tanto facile e perfetta, che le superfici per tal mezzo ottenute sono assai più piane e brillanti che non le facce naturali del cristallo; e si riceve quasi l'impressione che questo possieda una struttura lamellare: è il caso della sfaldatura speculare del gesso secondo il pinacoide {010}, e di quella delle miche, secondo la base {001}.

Frequente è il caso che un cristallo possieda due o più sfaldature, secondo forme non equivalenti, con

Digitized by Google

perfezione anche notevolmente diversa: nella baritina, rombica, si ha sfaldatura perfettissima secondo la base {001}, e sfaldatura facile, benchè assai meno perfetta, secondo le facce del prisma verticale {110}.

Una maniera particolare di sperimentare la coesione dei cristalli, e in generale dei minerali, è quella di tentar di scalfirne la superfice; la resistenza che un corpo oppone agli sforzi tendenti a scalfirlo, esercitati in senso obliquo alla superfice, si chiama ordinariamente *durezza*. Se lo studio fisico preciso di questa proprietà offre difficoltà gravissime, sia teoriche sia pratiche, una determinazione approssimativa della durezza con metodi spicciativi, anche grossolani, può fornire buoni criteri di riconoscimento.

Il Mohs, osservando che di due sostanze, delle quali una scalfisca l'altra e non ne sia scalfita, la prima deve dirsi più dura della seconda, instituì una *scala delle durezze*, affatto convenzionale, composta di dieci minerali, ordinati in serie di crescente durezza, per poter esprimere, mediante confronto, e in modo approssimativo, la durezza dei singoli minerali. Questa notissima scala è composta dei seguenti dieci termini: 1. *Talco*, 2. *Salgemma* [1], 3. *Calcite*, 4. *Fluorite*, 5. *Apatite*, 6. *Ortoclasio*, 7. *Quarzo*, 8. *Topazio*, 9. *Corindone*, 10. *Diamante*. Di un corpo che sia duro come il topazio si dirà che ha durezza = 8; di uno che invece sia capace di scalfire l'ortoclasio, e sia scalfito dal quarzo, si dirà che ha durezza = 6 ½; ma non bisogna dimenticare che con questi numeri non intendiamo menomamente di esprimere *la misura* della durezza: essi sono semplicemente dei numeri ordinali, che esprimono un confronto coi termini della scala.

[1] Al salgemma fu sostituito poi, molto inopportunamente, il *gesso*.

Per una più esatta misura della durezza nelle diverse direzioni, poi che, come tutte le proprietà vettoriali, anche la durezza varia nei cristalli con la direzione, bisogna ricorrere a speciali strumenti, detti *sclerometri*, mediante i quali si fa scorrere la faccia da sperimentare sotto una punta, d'acciaio o di diamante, caricata di un peso, che si aumenta gradatamente, fino ad ottenere una scalfittura distinta; la durezza in una data direzione si ritiene proporzionale al peso minimo necessario per avere la scalfittura; la variazione con la direzione, nel piano di una faccia, si può esprimere mediante una *curva di durezza*, i cui raggi vettori indicano con la loro lunghezza il valore numerico di questa proprietà fisica, nella direzione di ognuno di essi. La curva di durezza non è mai un circolo; non esistono dunque cristalli isotropi rispetto a questa proprietà: anche i due vettori diametralmente opposti possono essere di lunghezza molto diversa, potendo variare notevolmente, sopra una faccia di cristallo, la resistenza alla scalfittura lungo una stessa linea $A\,B$, secondo che si sperimenta partendo da A verso B, o da B verso A. La fig. 163 rappresenta le curve di durezza sulla faccia di cubo e su quella di ottaedro nel salgemma, e la fig. 164 le analoghe curve sulle stesse facce nella fluorite. È facile rilevare che sulle facce di sfaldatura la durezza è minore; e che sulle facce di cubo i minimi di durezza nei due minerali corrispondono alle tracce dei piani di sfaldatura.

Si può tuttavia superare il limite di elasticità di un corpo, deformandolo in modo permanente, anche senza romperlo; in generale anzi, prima di subire la deformazione *clastica*, ossia la rottura, il corpo subisce una deformazione permanente *plastica*. Per alcune sostanze, dette *fragili*, tali deformazioni pla-

Digitized by Google

stiche sono difficili e di poco momento, il corpo rompendosi subito dopo; altre sostanze invece presentano un alto grado di *plasticità*. Eminentemente plastici sono i metalli, certi solfuri, come l'argentite Ag_2S, certi cloruri, come la cerargirite, o argento corneo Ag Cl; scalfendo con una punta dura la superfice di uno di questi corpi, non si osserva formazione di polvere, ma se ne stacca un « riccio »; deformandoli per compressione, essi si schiacciano anzi che rompersi. La plasticità aumenta di solito, e qualche volta in

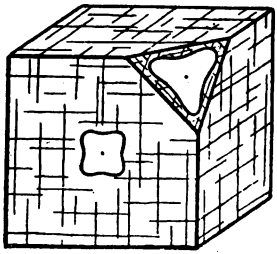


Fig. 163.

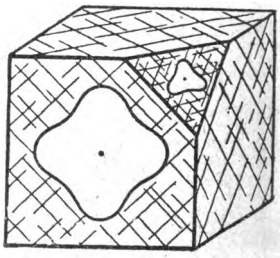


Fig. 164.

modo notevolissimo, con la temperatura; il salgemma, la cui plasticità non è molto distinta alla temperatura ordinaria, si piega come la cera quando sia scaldato sulla fiamma di un becco Bunsen. Il joduro d'argento (jodirite) a 146° si trasforma in una modificazione monometrica, tanto molle da essere stata per lungo tempo creduta un liquido molto viscoso; questa fonde poi solo a 560°, per dare la fase veramente liquida.

Deformazioni senza rottura, ma di tutt'altro tipo, si possono pur ottenere con mezzi meccanici in certe sostanze cristallizzate, delle quali può esser presa come tipo la calcite. In questa, sia stringendone un

Digitized by Google

romboedro, limpido e puro, tra le due ganasce di una morsa, sia premendo gradatamente con una lama robusta sopra uno spigolo ottuso, si può ottenere una specie di ribaltamento o, come si dice ordinariamente, di *scorrimento*, per cui una parte del cristallo viene a trovarsi in posizione di geminazione rispetto all'altra parte, la cui orientazione è rimasta inalterata; il piano di geminazione è una faccia del romboedro inverso ottuso {110}. Notevole è che negli individui granulari di calcite di molti calcari cristallini si osserva questa geminazione lamellare polisintetica secondo facce di {110}, affatto uguale a quella ottenibile artificialmente per scorrimento; si ritiene che, almeno nella maggior parte dei casi, si tratti di un effetto meccanico delle dislocazioni, o disturbi tectonici, subiti dalla massa rocciosa. A scorrimento è pure dovuta la *pseudosfaldatura* che si osserva, parallelamente al pinacoide {100}, in quella varietà di pirosseno che vien chiamata diallagio.

Direttamente connesse alla esistenza di piani di scorrimento sono poi anche le *figure di percussione*, che si possono ottenere collocando normalmente sopra una faccia di cristallo una punta conica metallica, e percuotendola con un colpetto secco, mediante un martellino: si forma una stella di screpolature, con numero di raggi vario secondo i casi, in relazione con la simmetria del cristallo. Nel salgemma, sulla faccia di cubo, si ha una stella a quattro raggi diagonali, dati da incrinature parallele a facce di rombododecaedro, mentre la sfaldatura è cubica. Nelle miche, monocline, pseudoesagonali, si ottiene una stella a sei raggi, formata da tre incrinature, una delle quali, più netta e distinta delle altre, è parallela alla traccia del piano di simmetria, e permette di orientare anche laminette senza netto contorno cristallino.

Digitized by Google

CAPITOLO III

Proprietà chimiche dei minerali.

§ 1. — *Polimorfismo. Isomorfismo. Simmorfismo. Isodimorfismo.*

Nella parte morfologica abbiamo detto che la forma cristallina è, per ogni sostanza, caratteristica ed inerente alla natura chimica della sostanza stessa: ma nella nota a pag. 11 abbiamo pur fatto rilevare che questa asserzione non va presa in senso assoluto, perchè una stessa sostanza può presentarsi in due o più forme, o fasi cristalline diverse; d'altra parte, sostanze diverse possono pur presentare forme cristalline molto simili, o anche, se si tratti di corpi monometrici, identiche.

Che una stessa sostanza possa cristallizzare in due o più *modificazioni*, o fasi solide, differenti, aventi diversa forma cristallina, è cosa nota da moltissimo tempo, e il relativo fenomeno fu chiamato *polimorfismo*. Si badi che, parlando di *diversa forma cristallina*, non si intende accennare alle varie forme semplici o combinate che i cristalli della stessa sostanza possono presentare, crescendo in differenti condizioni, forme tutte riferibili alla stessa forma fondamentale; le diverse modificazioni di una stessa sostanza pre-

Digitized by Google

sentano forme veramente differenti, cioè *non riferibili alla stessa forma fondamentale*, molto spesso anzi appartenenti a differenti classi o a differenti sistemi di simmetria. Anche le proprietà fisiche delle due o più modificazioni di un corpo polimorfo sono differenti, e spesso notevolmente.

È quasi superfluo notare come questo fenomeno sia tutto diverso dalla *isomeria* chimica: due isomeri sono due sostanze chimicamente differenti, anche in soluzione od allo stato di fase liquida o gasosa, mentre qui si tratta di *fasi diverse della stessa sostanza* chimica, semplice o composta. Nel caso degli elementi, al fenomeno vien dato anche il nome di *allotropia*.

L'esempio più conosciuto, e il primo che fu studiato profondamente, è quello del carbonato di calcio $CaCO_3$, che si presenta in natura sotto forma di due modificazioni: la *calcite*, trigonale, con facilissima sfaldatura sec. {100}, p. sp. = 2,72, otticamente uniassica; e l'*aragonite*, rombica, con imperfettissima sfaldatura pinacoidale e prismatica, p. sp. = 2,94, otticamente biassica. Anche dal punto di vista chimico le due sostanze differiscono, non nell'andamento delle reazioni, naturalmente, essendoci identità di composizione chimica, ma per la velocità di reazione: la polvere di calcite scaldata fino all'ebullizione in una provetta, con soluzione diluita di nitrato di cobalto, resta presso a poco inalterata, e solo dopo lunga ebullizione si tinge lievemente in azzurrino; in analoghe condizioni la polvere di aragonite reagisce subito, colorandosi fortemente in violaceo (reazione di Meigen).

Noi diremo dunque che *il carbonato di calcio è polimorfo*, e si presenta in natura sotto *due modificazioni* tra di loro *eteromorfe*: la calcite, trigonale, e la *aragonite*, rombica. Artificialmente poi se ne

Digitized by Google

può preparare una terza, ancora diversa, la *vaterite* (1).

Un'altra sostanza molto nota per il suo polimorfismo è il biossido di titanio TiO_2, che si presenta in natura sotto tre modificazioni: il *rutilo*, tetragonale, con sfaldatura prismatica, p. sp. = 4,21, otticamente uniassico positivo ($\varepsilon > \omega$); la *ottaedrite*, od anatasio, pure tetragonale, ma con altro rapporto parametrico fondamentale, sfaldatura basale e piramidale, p. sp. = 3,88, otticamente uniassica, negativa ($\omega > \varepsilon$); e la *brookite*, rombica, senza sfaldatura distinta, p. sp. = 3,97, otticamente biassica.

Tipico per la enorme differenza di caratteri fisici delle due modificazioni è il dimorfismo del carbonio, che si presenta in natura come *diamante* e come *grafite*. Così pure è assai noto il polimorfismo del disolfuro di ferro FeS_2, della silice anidra SiO_2, ecc.

Una tra le sostanze che meglio si prestano per lo studio di laboratorio di questo interessante fenomeno, è il *solfo*. Tutti sanno che il solfo ottenuto per cristallizzazione da una soluzione in solfuro di carbonio o in cloroformio, così come il solfo che si trova in splendidi esemplari cristallizzati nei giacimenti di Sicilia (Tav. I), appartiene al sistema rombico, mentre quello che si può ottenere per raffreddamento di una massa fusa è in prismi monoclini; le due modificazioni, per non parlare che di queste, tra le numerose che può presentare il solfo, differiscono anche per il p. sp., che è = 2,07 nella prima e = 1,98 nella seconda; e differiscono pure sensibilmente per il punto di fusione, il quale, alla pressione ordinaria, è = 113° circa per il solfo rombico (solfo α), e = 119° circa per il monoclino (solfo β).

---

(1) La *lublinite* e la *conchite*, descritte come speciali modificazioni di $CaCO_3$, sono identiche, la prima alla calcite, la seconda alla aragonite. Molto dubbia è anche l'esistenza autonoma della così detta *ctipeite*.

Ma la causa per cui lo studio del solfo è importante è specialmente questa: che senza fonderle nè scioglierle, per semplice aumento o diminuzione di temperatura o di pressione, le due modificazioni possono essere trasformate una nell'altra. Scaldando lentamente del solfo rombico, alla pressione ordinaria, al di sopra della temperatura di 95,3° C. esso si trasforma in solfo β; questo, viceversa, per lento raffreddamento, al di sotto della stessa temperatura, si trasforma in solfo α. Questa temperatura, alla quale, a pressione ordinaria, le due fasi cristalline β e α possono stare in equilibrio l'una accanto all'altra, avendo eguale tensione di vapore, dicesi *temperatura di trasformazione*; al di sopra di essa è stabile il solfo β, al di sotto è stabile il solfo α. Può veramente osservarsi il sussistere di solfo β monoclino, in seguito a rapido raffreddamento, anche a temperature molto più basse di 95,3°, ma esso si trova allora in equilibrio metastabile, e tende a trasformarsi in solfo α; la presenza di particelle, o germi, di questo ultimo facilita enormemente la trasformazione.

Anche le variazioni di pressione hanno una influenza, spostando la temperatura di trasformazione. Questa influenza è di solito piuttosto debole; ma ad aumenti molto rilevanti di pressione possono corrispondere, per certe sostanze, spostamenti assai sensibili del punto di trasformazione, precisamente come del punto di fusione.

Un sistema di questo genere, in cui le due fasi cristalline, per semplice mutamento di condizioni di temperatura o di pressione, si trasformano una nell'altra o viceversa, con perfetta reversibilità, dicesi *enantiotropo*.

Monotropo è invece il sistema calcite-aragonite, poi che la seconda tende sempre a trasformarsi nella prima; con un aumento forte di temperatura, la ve-

Digitized by Google

locità di trasformazione, che è nulla in pratica alla temperatura ordinaria, si accelera anzi notevolmente; ma in nessuna maniera si riesce a trasformare la calcite in aragonite. In questo caso, di un sistema monotropo, una delle due modificazioni, a una determinata pressione, è metastabile a qualunque temperatura. Monotropo pure è il sistema diamante-grafite, poi che per fortissimo arroventamento del primo si può trasformarlo nella seconda, ma non si può in alcun modo, alla pressione ordinaria almeno, ottenere la trasformazione inversa.

In natura, le cause che determinano la formazione di una piuttosto che di altra modificazione di un corpo polimorfo sono spesso abbastanza oscure; esse vanno riferite principalmente a diversità di temperatura, di pressione, e alla presenza di sostanze estranee diverse. Da una soluzione di carbonato di calcio in acqua contenente eccesso di CO_2 si può, per es., avere, per evaporazione, calcite alla temperatura ordinaria, e aragonite a temperatura elevata; ma la presenza di sali di Mg abbassa notevolmente la temperatura alla quale cominciano a formarsi i prismetti di aragonite, invece dei romboedrini di calcite.

Quanto alle proprietà fisiche delle diverse fasi, si ricordi che una fase metastabile ha tensione di vapore più alta, solubilità maggiore, e punto di fusione più basso che la fase stabile della stessa sostanza.

Una trasformazione polimorfa può essere studiata per diverse vie. Il chimico preferisce di solito la via termica; il cristallografo si serve volentieri della via ottica, perchè alla trasformazione corrisponde una variazione brusca e discontinua delle proprietà ottiche. La trasformazione che il quarzo α, trigonale, subisce a 575°, in quarzo β esagonale, è posta in chiaro con molta evidenza dalla fig. 165, nella quale

Digitized by Google

è rappresentata graficamente la variazione dei due indici di rifrazione ε e ω, col variare della temperatura.

L'*isomorfismo* è invece il fenomeno per cui due o più sostanze, aventi composizione chimica analoga, cristallizzano in forme simili, e possono dare cristalli di miscela in varie proporzioni. L'ortosilicato di magnesio $Mg_2 Si O_4$, noto come minerale sotto il nome di *forsterite*, e il sale analogo di ferro $Fe_2 Si O_4$,

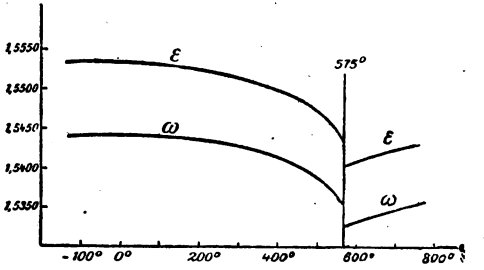


Fig. 165.

noto col nome di *fayalite*, cristallizzano entrambi nel sistema rombico, con angoli molto simili e proprietà fisiche pure analoghe; in natura però, assai più che i termini puri, sono frequenti le miscele dei due composti, in forma di cristalli perfettamente omogenei, con proprietà intermedie tra quelle della forsterite e quelle della fayalite, e in proporzioni variabilissime, non esprimibili con numeri interi; queste miscele, riunite sotto il nome di *olivina*, non hanno quindi una composizione semplice, e la loro formula si scrive $(Mg, Fe)_2 Si O_4$, volendosi così indicare che Fe e Mg si possono sostituire, atomo ad atomo, in varie

Digitized by Google

proporzioni. Noi diciamo che la fayalite e la forsterite sono isomorfe, e che l'olivina comprende le miscele isomorfe delle due.

Gli atomi dei due elementi, Mg e Fe'', che si possono così sostituire isomorficamente, diconsi *isomorfogeni*, o *vicarianti*. Ad un atomo può talora sostituirsi un gruppo atomico vicariante: così per es. il gruppo $(NH_4)'$ all'atomo di K.

Questi cristalli di miscela, o *cristalli misti*, come si chiamano ordinariamente, con una espressione piuttosto impropria ed ambigua, costituiscono delle vere e proprie *soluzioni solide*, o miscele molecolari omogenee, perfettamente paragonabili a soluzioni ordinarie.

In modo analogo a quanto accade nella olivina, i due « argenti rossi », *proustite* $Ag_3 As S_3$ e *pirargirite* $Ag_3 Sb S_3$, la cui analogia chimica non è meno evidente che per la coppia precedente, cristallizzano entrambi nel sistema trigonale, classe della tormalina, con angoli molto simili, e sfaldatura romboedrica affatto analoga; e frequente è il caso che nella pirargirite una certa quantità di As sostituisca, atomo ad atomo, Sb, e reciprocamente nella proustite, in modo da costituire varî passaggi, per via di miscele, dall'una all'altra. As e Sb sono infatti due elementi tipicamente isomorfogeni.

Nella serie degli *allumi* noi troviamo che, per es., tra allume ordinario $K Al (SO_4)_2 . 12 H_2O$ e allume di cromo $K Cr (SO_4)_2 . 12 H_2O$ la miscibilità è così perfetta, anche per la poco diversa solubilità, che i due sali non si possono assolutamente separare per cristallizzazione, perchè essi danno cristalli di miscela in tutte le proporzioni, e un cristallo dell'un sale cresce regolarmente se venga posto in un recipiente contenente una soluzione satura dell'altro; si possono così ottenere ottaedri a zone alternanti in-

Digitized by Google

colore e violette, facendo passare il cristallo ripetutamente dall'una all'altra soluzione.

Questa *struttura zonare*, a strati alternanti di colore, aspetto e composizione diversi, secondo la prevalenza di uno od altro composto isomorfo, si osserva spesso con singolare perfezione in quei gruppi di minerali i quali appunto non hanno una composizione costante, ma risultano da miscele in varie proporzioni di due o più composti isomorfi: i pirosseni, gli anfiboli, i granati, le tormaline ne danno gli esempi più splendidi; così si spiega per es. la diversità di colore nelle successive zone sovrapposte del cristallo di tormalina della fig. 166.

L'analogia chimica può essere anche meno evidente e stretta di quello che è nei casi precedentemente esposti. Isomorfi sicuramente, e miscibili in tutte le proporzioni, sono per es., i due silicati dell'*albite* $Na\,Al\,Si_3\,O_8$ e dell'*anortite* $Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8$, le cui miscele naturali costituiscono la importantissima serie dei feldspati plagioclasi, benchè la prima sia un trisilicato, derivato dall'acido $H_4\,Si_3\,O_8$, e un ortosilicato, derivato dall'acido $H_4\,Si\,O_4$, la seconda.

Una riprova di gran valore dell'isomorfismo di due composti si può avere studiando le proprietà delle loro miscele, quando queste possano essere ottenute in varie proporzioni; se le due sostanze sono veramente isomorfe, le proprietà fisiche delle miscele variano *in modo continuo* con le proporzioni dei due componenti. Nella fig. 167 è rappresentata, per es., graficamente la variazione del volume specifico $(= \frac{1}{\text{p. sp.}})$ nei due solfati potassico e ammonico; sulla linea orizzontale (ascisse) è rappresentata la composizione delle miscele, cioè la quantità % dell'uno e dell'altro sale che esse contengono, e sulle linee verticali (ordinate) i relativi valori del vol. specifico. Questo è $A = 0{,}3751$

per K_2SO_4; $B = 0{,}5636$ per $(NH_4)_2SO_4$; la linea AB rappresenta la variazione dei volumi specifici nelle miscele, e si vede che essa è una linea retta. Anche

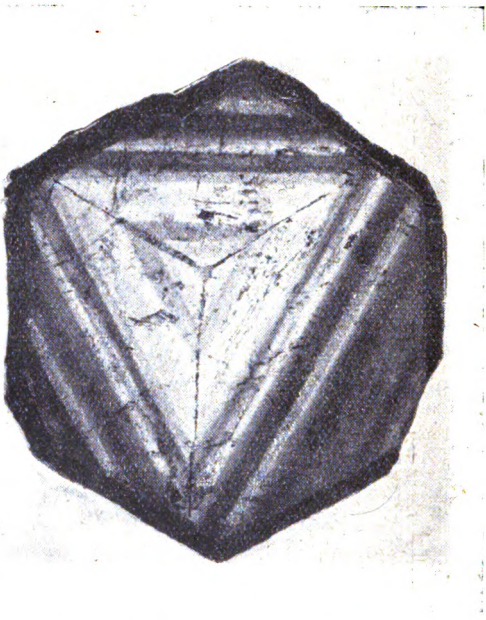


Fig. 166. — Tormalina policroma del Madagascar. Lamina tagliata normalmente all'A_3.

le proprietà ottiche dei plagioclasi variano in modo regolare e continuo, con le proporzioni di albite e di anortite che contengono, tanto che, essendo già costruite le relative curve diagrammatiche, si può

Digitized by Google

dalla determinazione di taluna proprietà ottica dedurre con sufficente precisione la composizione centesimale di un dato feldspato plagioclasico, supponendo, bene inteso, che alla miscela non prendano parte altri composti, oltre ai due sopra ricordati.

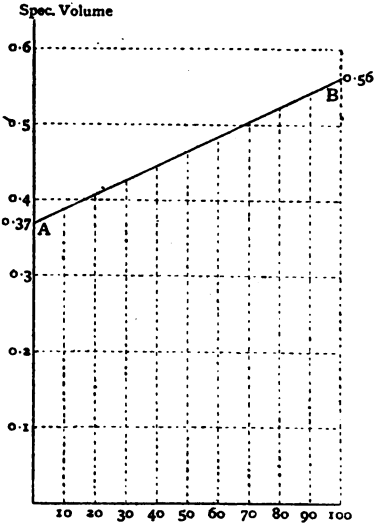


Fig. 167.

Di fondamentale importanza è, per lo studio dell'isomorfismo di due sostanze, il modo di comportarsi al raffreddamento delle miscele fuse. Se le due sostanze sono perfettamente isomorfe, come è appunto il caso dell'albite e dell'anortite, la consolidazione per raffreddamento delle loro miscele fuse porta, nelle condizioni più favorevoli, alla formazione

Digitized by Google

di *una serie continua di cristalli misti*, in tutte le proporzioni; la consolidazione avviene cioè secondo un diagramma come quello della fig. 168, che rappresenta appunto la consolidazione delle miscele An-Ab, secondo Bowen (1).

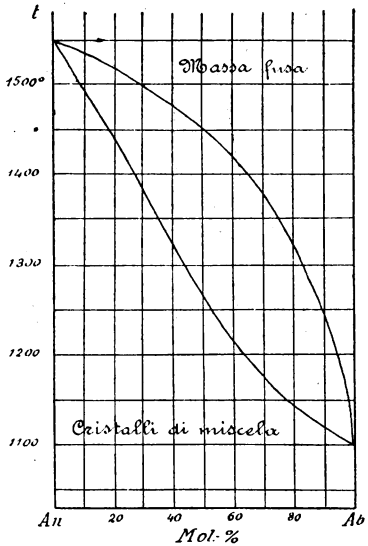


Fig. 168.

L'anortite (An) ha p. fus. = 1550°, e l'albite (Ab) p. fus. = 1100°; da miscele fuse delle due, quando il raffreddamento sia abbastanza lento per mante-

(1) Come è noto, le temperature sono portate in ordinate, e in ascisse le concentrazioni; la curva superiore rappresenta l'inizio, quella inferiore la fine della cristallizzazione.

Digitized by Google

nere sempre l'equilibrio tra i cristalli formati e il residuo liquido, si ottengono alla fine cristalli misti omogenei, della composizione della massa fusa originaria, perchè la solubilità reciproca è perfetta anche allo stato solido.

Non bisogna tuttavia credere che la constatazione di un comportamento di questo genere sia necessaria e sufficente a stabilire l'isomorfismo tra due sostanze; ad alta temperatura si osserva spesso una notevole solubilità allo stato solido, anche tra sostanze non isomorfe. Nel regno minerale sono anzi numerosi gli esempi di soluzioni solide tra composti dei quali sarebbe difficile affermare l'isomorfismo. Reciprocamente, nella serie delle miscele tra due sostanze veramente isomorfe, si possono presentare notevoli lacune di miscibilità. In ogni caso, l'osservazione morfologica completa delle due sostanze, riguardo anche al loro eventuale polimorfismo, è sempre necessaria e di importanza fondamentale.

Nei casi in cui non si possano ottenere miscele fúse, o quando la solubilità di una sostanza sia molto differente da quella dell'altra, lo studio dell'isomorfismo può diventare assai difficile, e i risultati possono lasciar luogo a forti dubbi e a diversità d'interpretazione.

Un'altra complicazione frequente è data dalla formazione di *sali doppi*, prodotti di addizione in proporzioni definite, e non variabili, dei due composti.

Per es. la *calcite* $CaCO_3$ e la *magnesite* $MgCO_3$ sono certamente isomorfe tra di loro, e appartengono entrambe alla classe scalenoedrica ditrigonale del sistema trigonale; la *dolomite* non è però una miscela isomorfa delle due, ma un sale doppio, e la sua formula non va scritta $(Ca, Mg)CO_3$, ma bensì $CaMg(CO_3)_2$. Infatti la sua composizione non è oscillante, ma fissa; e, dal punto di vista della simmetria,

Digitized by Google

essa non è isosimmetrica con le altre due, perchè appartiene invece alla classe romboedrica del sistema trigonale.

Un altro notevole esempio è quello dell'*aftitalite*, solfato doppio di potassio e sodio $K_3Na(SO_4)_2$, che veniva prima interpretato come una soluzione solida di K_2SO_4 e Na_2SO_4: il suo peso specifico, inferiore a quello di entrambe le sostanze pure, esclude questa interpretazione, e prova che si tratta veramente di un sale doppio.

È ad ogni modo notevole che anche i sali doppi possono contenere, allo stato di soluzione solida, quantità, di solito non grandi, dei due termini puri, così che la composizione non ne è proprio del tutto costante.

La dolomite sopra ricordata ha una grande rassomiglianza morfologica con la calcite e la magnesite, sfaldatura e birifrazione analoghe, angoli vicinissimi, ecc.; e poi che una evidente relazione chimica la ravvicina ai due termini puri, è certo che queste analogie non sono casuali. Non si può tuttavia dire che la dolomite sia isomorfa con la calcite e la magnesite, nel significato da noi qui dato a questa parola; per il fenomeno di queste analogie morfologiche, le quali possono essere ritenute come una specie di isomorfismo imperfetto, o ridotto, il Brauns ha proposto il nome di *simmorfismo*, che a noi piace conservare in questo senso.

Gli esempi di simmorfismo non sono rari, nè poco evidenti. *Salgemma* NaCl, e *silvite* KCl, cristallizzano entrambi nel sistema monometrico, ed hanno la stessa facile e perfetta sfaldatura cubica e la stessa struttura atomica (v. pag. 153); ma essi non danno affatto cristalli di miscela, da soluzioni acquose; e mentre l'uno spetta alla classe esacisottaedrica, l'altra appartiene alla cl. icositetraedrico-pentagonale.

Digitized by Google

L'*ortoclasio* $KAlSi_3O_8$, e l'*albite* $NaAlSi_3O_8$ non sono isomorfi, perchè l'uno è monoclino e l'altra triclina, e la loro miscibilità è limitata, non superiore a quella di sostanze con scarsa analogia chimica; ma gli angoli dell'albite sono molto simili a quelli dell'ortoclasio, analoga è la sfaldatura, e molto simile l'abito cristallino. Noi diremo pertanto che il salgemma e la silvite sono simmorfi tra loro, come pure i due feldspati, di potassio e di sodio.

Un fenomeno complesso, risultante dalla associazione dei due fenomeni precedentemente descritti, del polimorfismo e dell'isomorfismo, in uno stesso gruppo di sostanze, è quello chiamato *isodimorfismo*. Un gruppo perfettamente isodimorfo è dato dai due solfosali di argento Ag_3AsS_3, e Ag_3SbS_3; di questi conosciamo le due modificazioni trigonali, proustite e pirargirite, e abbiamo già detto come queste siano tra loro perfettamente isomorfe; ma ognuno dei due composti è pure dimorfo; Ag_3AsS_3 si presenta in natura, oltre che come proustite, anche in una modificazione assai più rara, la xantoconite, monoclina; Ag_3SbS_3, oltre che come pirargirite, anche come pirostilpnite, pure rara, e isomorfa con la xantoconite. Abbiamo dunque:

	Sist. Trigonale		Sist. Monoclino	
Isomorfe	*Proustite*	Ag_3AsS_3	*Xantoconite*	Isomorfe
	Pirargirite	Ag_3SbS_3	*Pirostilpnite*	
	Eteromorfe			

Di solito però nei gruppi isodimorfi il polimorfismo della maggior parte dei termini non è così evidente, per la grande labilità di talune modificazioni di essi; l'isodimorfismo è allora svelato dal fatto che uno dei componenti è dimorfo, e gli altri termini del

Digitized by Google

gruppo sono isomorfi o con l'una o con l'altra delle modificazioni del primo. Così tra i carbonati abbiamo:

Sist. Trigonale		Sist. Rombico
Calcite	$Ca\,CO_3$	*Aragonite*
Magnesite	$Mg\,CO_3$	—
Siderite	$Fe\,CO_3$	—
Smithsonite	$Zn\,CO_3$	—
—	$Ba\,CO_3$	*Witherite*
—	$Sr\,CO_3$	*Stronzianite*
—	$Pb\,CO_3$	*Cerussite*

Qui è il carbonato di calcio che fa da legame tra il gruppo isomorfo della calcite, trigonale, e il gruppo isomorfo dell'aragonite, rombico; il dimorfismo degli altri composti non risulta evidente dalla considerazione dei termini puri. Esistono però miscele naturali, che provano come ognuno dei termini del gruppo possa cristallizzare sia nell'uno come nell'altro sistema.

La miscibilità in questi casi è tuttavia ordinariamente limitata; per di più non è raro il caso della formazione di *sali doppi*, a composizione definita, che differiscono sia dall'una come dall'altra serie. Per es., la *baritocalcite* $Ca\,Ba\,(CO_3)_2$ è monoclina, e non è quindi isomorfa nè con la calcite nè con la aragonite, benchè alla prima sia legata da qualche curiosa analogia morfologica.

La variazione del volume specifico in un gruppo isodimorfo di due soli composti, dei quali nessuno è palesemente dimorfo, presentandosi entrambi in una sola modificazione, ma le due scambiate, per modo che quella stabile dell'uno corrisponda alla labile dell'altro, è rappresentata graficamente nella fig. 169. Come nella precedente fig. 167, i vol. spec. sono rappresentati sulle ordinate, e le composizioni centesi-

Digitized by Google

mali sulle ascisse: 0,474 è il volume spec. del nitrato potassico KNO_3, e 0,230 il vol. spec. del nitrato di argento $AgNO_3$. Due linee indipendenti rappresentano qui i vol. spec. delle miscele dell'un sale coll'altro, trattandosi di due modificazioni diverse, e perciò di due serie isomorfe diverse; ma solo i brevi tratti continui rispondono a miscele veramente os-

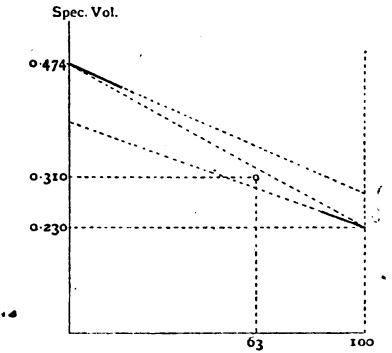


Fig. 169.

servate, mentre la prosecuzione punteggiata è ideale; il sale doppio $KAg(NO_3)_2$, corrispondente a 63 % di $AgNO_3$ e 37 % di KNO_3, non solo differisce morfologicamente e dall'uno e dall'altro sale puro, ma anche il suo vol. spec. 0,310 sta fuori delle due linee che rappresentano schematicamente i vol. spec. delle miscele isomorfe rispettivamente con KNO_3 e con $AgNO_3$.

Digitized by Google

§ 2. — *Composizione chimica dei minerali.*

La grande massa dei minerali risulta da composti chimici inorganici; anche alcuni elementi, o corpi semplici, hanno una certa importanza e diffusione come minerali, quali il solfo, il carbonio, l'oro, ecc.; i composti organici sono invece subordinati assai, e risultano sempre da trasformazione o alterazione di organismi animali o vegetali; così questi, come i carboni fossili, non possono nemmeno, a rigore, dirsi minerali: sono sostanze fossili, che si descrivono in appendice ai minerali propriamente detti.

Tra i composti inorganici ricorderemo alcuni tipi principali.

I *solfuri* son dati dalla combinazione di un metallo col solfo; così la galena Pb S, l'argentite $Ag_2 S$, la pirite $Fe S_2$. Analoghi sono gli *arseniuri*, *antimoniuri* ecc.; così la niccolite Ni As; e i *solfoarseniuri*, come la arsenopirite Fe As S.

Solfosali son chiamati i sali dei solfoacidi, costituiti sul tipo degli acidi ossigenati dell'arsenico, dell'antimonio, del bismuto ecc., nei quali però l'ossigeno è sostituito dal solfo. Così la proustite è un solfoarsenito d'argento $Ag_3 As S_3$; la bournonite è un solfoantimonito di rame e piombo Cu Pb Sb S_3; l'enargite un solfoarseniato di rame $Cu_3 As S_4$; ecc.

Aloidi sono i composti salini non ossigenati, dati dalla combinazione dei metalli con gli alogeni, Cl, Br, J, F. Fluoruro di calcio è la fluorite $Ca F_2$; cloruro idrato di magnesio e potassio la carnallite $K Mg Cl_3 . 6H_2 O$; cloruro basico di rame l'atacamite $Cu Cl_2 . 3 Cu(OH)_2$, ecc.

Gli *ossidi* possono essere anidri, come il corindone $Al_2 O_3$, il quarzo $Si O_2$; oppure idrossidi, come

Digitized by Google

la göthite $Fe_2H_2O_4 = F_2O_3.H_2O$, e la idrargillite $H_3AlO_3 = Al_2O_3.3H_2O$.

Molto più varî sono gli *ossisali*, sali degli acidi ossigenati, od ossiacidi. Tra questi, secondo l'acido da cui derivano, si possono distinguere numerosissimi tipi: *carbonati*, come la calcite $CaCO_3$; *silicati*, come l'ortoclasio $KAlSi_3O_8$, la wollastonite $CaSiO_3$, la olivina $(Mg, Fe)_2SiO_4$, ecc.; *fosfati*, come la monazite $CePO_4$; *nitrati*, come il sodanitro $NaNO_3$; *solfati*, come la baritina $BaSO_4$; ecc.

Tra gli ossisali bisogna poi distinguere i sali *anidri* dagli *idrati*, e inoltre i composti *acidi*, nei quali non tutto l'idrogeno dell'acido è sostituito da atomi metallici, e i *basici*, nei quali in tutto o in parte l'idrogeno dell'acido è sostituito da residui basici, ossigenati od ossidrilati. Solfato idrato di calcio è per es. il gesso $CaSO_4.2H_2O$; silicato acido di magnesio è il talco $H_2Mg_3(SiO_3)_4$; silicato basico di zinco la calamina $(ZnOH)_2SiO_3$; ma la interpretazione di questi composti, i quali tutti danno acqua alla calcinazione, è non di rado difficile e controversa.

La composizione chimica dei minerali è spesso resa più complessa e difficile da interpretare, non solo dalle inclusioni estranee che molti di essi contengono (v. pag. 162 e seg.), e che si riconoscono con l'esame microscopico o ultramicroscopico (pag. 173), ma altresì dal fatto che molti tra essi, pure essendo perfettamente omogenei fisicamente, non sono dei composti puri, ma delle *soluzioni solide* di due o più composti semplici.

Il caso più comune e più tipico è quello delle *miscele isomorfe*, delle quali abbiamo detto nel precedente paragrafo. Per talune di queste, quando la costituzione chimica dei diversi composti isomorfi sia veramente molto simile, si può dare una formula

Digitized by Google

schematica complessiva; così abbiamo già altrove fatto notare (pag. 243) che l'olivina si può indicare con la formula $(Mg, Fe)_2 Si O_4$, dove la virgola tra i simboli dei due metalli indica che questi si possono sostituire atomo ad atomo; oppure con $R''_2 Si O_4$, dove $R'' = Mg, Fe$. Analogamente i granati si rappresentano con $R''_3 R'''_2 (Si O_4)_3$, dove R'' rappresenta un atomo di un metallo bivalente (Ca, Mg, Mn, Fe''), e R''' un atomo di un metallo trivalente (Al, Fe''', Cr). Ma in molti altri casi, come ad esempio nei pirosseni e negli anfiboli, questo non è più possibile.

Bisogna poi notare che una certa solubilità allo stato solido, in proporzioni varie, si osserva molto frequentemente anche tra composti non isomorfi; queste soluzioni solide sono spesso difficilissime da interpretare. La nefelina, ad esempio, è secondo ogni probabilità composta del silicato $Na Al Si O_4$, contenente allo stato di soluzione solida un altro silicato, più acido, di Al, Na e K, di composizione non ancora sicuramente stabilita.

Quanto ai minerali colloidi, abbiamo già fatto rilevare altrove che essi non rispondono ad una formula precisa, sia perchè trattengono quantità varie del mezzo di dispersione (acqua, nel caso dei colloidi inorganici naturali), sia perchè possono rappresentare composti di adsorbimento.

Talune volte poi, com'è il caso della limonite, e forse anche della sepiolite, sembra che la massa consti di una miscela di parti colloidi e di elementi cristallini finissimi, in proporzioni che possono essere molto varie secondo i casi.

Digitized by Google

§ 3. — *Saggi chimici per il riconoscimento dei minerali.*

Molte volte il riconoscimento di una specie minerale può essere fatto, con sufficente certezza, in base all'esame morfologico (forma cristallina) e allo studio fisico (peso specifico, proprietà ottiche, sfaldatura, durezza); ma in parecchi casi i dati che così si possono avere sono insufficenti, e allora bisogna determinarne la composizione chimica.

Quando si voglia conoscere questa composizione in modo preciso ed esauriente, e particolarmente quando si tratti di minerali nuovi o rari, conviene farne l'analisi completa, quali-quantitativa, con i metodi che la chimica insegna. Ma in moltissimi casi, per il riconoscimento pratico delle specie, e in particolare se si tratti solo di controllare, per maggior sicurezza, la determinazione di minerali ben noti, fatta in base ai caratteri fisici, basta qualche saggio, diretto alla ricerca di talun elemento.

Questi saggi per il riconoscimento si fanno più spesso per *via secca*, e i più largamente usati sono quelli eseguiti mediante il *cannello* ferruminatorio. È questo un tubo sottile, conico, piegato ad angolo retto, col quale, soffiando nella estremità larga, si produce un getto d'aria, che si dirige sopra una fiamma luminosa, ricca di carbonio, come quella di una candela, o di una lampada ad olio, o simile, formando un *dardo*, di notevole potere calorifico. La parte esterna di questo dardo, ricca di ossigeno, ha proprietà ossidanti, mentre la parte interna, ricca di gas combustibili, ha proprietà riducenti. La scheggia minerale da studiare, sulla quale si dirige il dardo col cannello, può essere sostenuta mediante un pezzo

Digitized by Google

di carbone di legna, o mediante una pinzetta di platino, od altro, secondo i casi.

Una prima osservazione che si può fare è quella riguardante la *fusibilità* del minerale al cannello; i minerali che fondono più facilmente danno subito una sferetta; altri fondono solo sugli orli, più o meno agevolmente; altri ancora sono affatto infusibili.

Il grado di fusibilità, al cannello, viene di solito espresso mediante confronto coi termini di una *scala di fusibilità*, proposta da v. Kobell, e così formata:

1. — *Antimonite*: fonde con estrema facilità.
2. — *Natrolite*: fonde facilmente in una sferetta.
3. — *Almandino*: fonde abbastanza facilmente.
4. — *Actinolite*: fonde non troppo facilmente, con formazione di una sferetta all'estremità degli aghi sottili.
5. — *Ortoclasio*: fonde solo sugli orli delle schegge sottili.
6. — *Bronzite*: presenta solo tracce di arrotondamento per fusione sugli orli delle schegge sottili.
7. — *Quarzo*: è assolutamente infusibile al cannello.

Naturalmente, i minerali infusibili al cannello, come il quarzo, possono essere fusi, anche in massa, usando più forti mezzi di riscaldamento. Con la fiamma ossidrica, si riesce a fondere perfino l'allumina Al_2O_3.

Contemporaneamente alla prova di fusione si può osservare se il saggio fondendo si gonfia, emettendo vapore d'acqua, come molti silicati idrati (zeoliti); oppure se si ossida, con formazione di prodotti volatili di odore caratteristico (SO_2, odore di solfo bruciato; As_2O_3, odore agliaceo). Se i prodotti di ossidazione sono meno volatili, essi facilmente si ridepongono intorno al saggio scaldato sul carbone, formando sopra di questo un'*aureola*, che non di rado ha colore caratteristico (giallo bruno, PbO; giallo a caldo, bianco a freddo, ZnO).

Digitized by Google

Quando si operi col dardo riducente, evitando di iniettare troppa aria nell'interno della fiamma, si può da varî composti ottenere un *globulo* metallico; per facilitare la riduzione si può aggiungere un poco di carbonato sodico secco; si ha così un globulo di Pb dalla galena Pb S, di Cu dalla calcocite Cu_2 S, ecc. Se il minerale era solforato, la massa fusa con carbonato sodico dà odore di H_2 S quando sia bagnata con HCl, e annerisce una lamina d'argento su cui sia posta, se la si bagni con una goccia d'acqua (*hepar*).

Qualche volta si usa invece come sostegno un tubicino di vetro, che può essere aperto alle due estremità, o chiuso da una parte. Il *tubo chiuso* si usa specialmente per provare se il minerale contiene sostanze volatili, capaci di condensarsi nella parte fredda del tubicino stesso; questo si tiene con le mani, inclinato, scaldandolo sulla fiamma alla sola estremità chiusa, dove si pone un poco di polvere del minerale: i minerali idrati danno così una rugiada di H_2 O; molti solfuri e solfosali danno sublimati colorati, di solfuri od ossi-solfuri di As, Sb, o anche sublimato di As metallico. Si possono pure aggiungere speciali reattivi, come carbonato sodico, iposolfito sodico, ecc.

Una notevole importanza per la ricerca di varî metalli ha pure la osservazione della *colorazione* che una scheggia del minerale impartisce *alla fiamma* incolora di un becco Bunsen a gas; nulla di più facile che riconoscere così i sali di bario, i quali tingono in verde la fiamma, da quelli di stronzio, che la tingono in rosso. Anche per la ricerca dell'acido borico e del rame questi saggi hanno una importanza pratica notevole.

Altrettanto dicasi delle *perle*. Il mineralogo e il chimico chiamano così delle piccole gocce di opportune sostanze, fuse nell'occhiello di un filo di pla-

Digitized by Google

tino, suscettibili di assumere colorazione caratteristica per opera di certi ossidi metallici, che vengono in esse disciolti per fusione; si usa di solito il borace, borato sodico, che fonde bene e tranquillamente, dando una massa vitrea perfettamente limpida e incolora; meno comunemente il sale di fosforo, fosfato sodico ammonico. La colorazione può essere diversa a caldo e a freddo, alla fiamma ossidante e alla riducente, e di tutte queste osservazioni si trae profitto: così l'ossido di manganese tinge la perla di borace in violetto intensissimo alla fiamma ossidante, ma la perla si scolora se ridotta; la perla di rame alla fiamma ossidante è verde a caldo, azzurra a freddo; alla fiamma riducente diventa opaca e rossastra.

Un mezzo di indagine molto fino, e assai usato per le ricerche più delicate, è poi dato dalla così detta *analisi microchimica*. Benchè in questa si usino e siano sufficenti quantità minime di sostanza, il nome non le deriva da ciò, bensì dal fatto che i prodotti di reazione si studiano e si identificano col mezzo del microscopio. Si tende cioè ad ottenere dei prodotti di reazione poco solubili, che abbiano una forma cristallina netta e ben riconoscibile. Per es. il sodio, la cui presenza in quantità apprezzabile è spesso difficile a constatare coi metodi ordinari, specie se è misto a potassio, mentre il metodo spettroscopico pecca di eccessiva sensibilità, si può svelare sopra una piccola goccia di soluzione, leggermente acida per acido acetico, con l'aggiunta di un granuletto di acetato d'uranile purissimo: si formano poco dopo dei cristallini tetraedrici gialli, nitidissimi, di uranilacetato sodico, sale poco solubile, che contiene una percentuale di sodio assai piccola, e serve perciò bene anche dove del metallo alcalino si trovino solo piccolissime quantità; basta

Digitized by Google

infatti un millesimo di milligrammo di sodio in una goccia di soluzione, per dare una reazione sensibile.

§ 4. — *Modi di formazione e alterazioni dei minerali.*

Assai vario, e non sempre agevole a riconoscere, è il modo di formazione dei minerali in natura; raramente noi possiamo assistere direttamente alla loro formazione, e per arrivar a conoscere i processi che li hanno originati siamo perciò costretti a ricorrere ad induzioni, più o meno fondate ed attendibili. Gran lume portano certamente su questo argomento le esperienze sintetiche di laboratorio, che hanno condotto alla riproduzione artificiale di moltissimi tra i composti esistenti in natura come minerali; ma poi che uno stesso minerale può spesso formarsi per molte vie diverse, si comprende come anche i risultati delle sintesi debbano essere interpretati più come l'espressione di una possibilità che come quella di una probabilità. Tuttavia è solo dal confronto tra le condizioni naturali di giacitura di un minerale, e i risultati dello studio sperimentale delle condizioni nelle quali quel determinato composto può formarsi e sussistere (studio basato sulla moderna teoria degli equilibri chimici), che il complesso problema può essere risolto.

Uno dei più semplici modi di formazione è per deposizione da soluzioni, in seguito ad evaporazione del solvente; i minerali, come salgemma, gesso e altri sali, che si depongono nella stagione secca, sulle rive o sul fondo di laghi salati, in varie regioni di steppa o di deserto, possono servire di chiaro esempio; ed è certo che a deposizione di acque marine, in golfi o in seni chiusi, soggetti ad una intensa

Digitized by Google

evaporazione, sono dovuti i più grandi e noti giacimenti saliferi, recenti ed antichi. Questi ultimi devono la loro conservazione alla difesa esercitata dai depositi argillosi tra i quali sono racchiusi, strati poco permeabili alle acque del sottosuolo.

Importantissima, per fissare e portare alla deposizione i composti sciolti nelle acque, continentali o marine, è l'azione degli organismi. Il carbonato di calcio si trova senza dubbio formato anche per vera deposizione chimica da acque termali, o di scorrimento superficiale, o di sgocciolamento; e i travertini, le stalattiti, le pisoliti, e in genere tutte le forme di calcare concrezionato, ce ne danno esempi notissimi; ma le più grandi masse calcari si sono invece formate per sedimentazione organogena, in seno alle acque, specialmente marine.

Concorrono a ciò i molluschi, parecchi echinodermi e celenterati, varie alghe calcaree, ma specialmente importanti sono, per il loro straordinario numero, nonostante la estrema piccolezza, quei rizopodi a guscio calcareo che son noti sotto il nome di foraminiferi; vastissimi tratti del fondo degli oceani attuali sono coperti da un sedimento calcareo, costituito dall'accumularsi delle spoglie di questi minuti organismi, tra i quali, per la grande diffusione e la particolare abbondanza, meritano di essere ricordate le *globigerine*. Una origine affatto simile a quella della *fanghiglia a globigerine* attuale hanno avuto molti calcari antichi, resi poi coerenti da processi di ricristallizzazione e di cementazione, facilmente spiegabili. Così pure le dolomie sono, almeno per la massima parte, di natura organogena, e dovute all'azione costruttrice di corallari (madrepore) di stromatoporidi, di briozoi, di spugne calcaree, o di alghe calcaree, secondo i casi, nelle diverse località. I radiolari, e quelle minutissime alghe a guscio si-

Digitized by Google

liceo che sono le diatomee, fissano invece la silice; anche certe bacteriacee determinano la deposizione dell'idrossido ferrico (limonite), o del solfo, fissando queste sostanze, contenute allo stato di composti solubili nelle acque in cui vivono.

Una particolare importanza per la deposizione dei minerali hanno le acque termali, siano esse di origine profonda (acque *giovanili*), oppure acque superficiali, infiltrate in profondità, e poi tornate a giorno (acque *vadose*). Poi che il potere solvente dell'acqua cresce normalmente con l'aumento della temperatura (e indirettamente col crescere della pressione, per l'azione dei gas che vi stanno disciolti, come CO_2, H_2S), si comprende di leggeri come le acque termali, caricatesi in profondità di composti minerali diversi, tendano a rideporli, per la diminuzione di temperatura e di pressione, quando salgono verso la superfice. Moltissimi filoni metalliferi rappresentano il riempimento, parziale o totale, di una spaccatura, o litoclase, entro la quale circolavano acque riccamente mineralizzate, di origine endogena; certe acque termali della California e del Nevada depongono ancora oggi, presso la superfice, piccole quantità di composti di metalli pesanti (cinabro).

Nelle spaccature, *o litoclasi*, delle rocce sono assai frequenti le cristallizzazioni dovute a soluzione, per parte delle acque circolanti nella roccia, di elementi di questa, rideposti poi sulle pareti del litoclase, sia in seguito a perdita di un componente volatile della soluzione (CO_2, nel caso delle soluzioni di carbonati di Ca o Mg), sia per raffreddamento, sia per altro motivo.

Anche sostanze pochissimo solubili nelle circostanze ordinarie, come il quarzo, il biossido di titanio nelle sue varie modificazioni, l'ortoclasio var.

Digitized by Google

adularia, l'albite, l'epidoto, la titanite ecc., si trovano nei litoclasi delle rocce cristalline alpine, in eleganti cristallizzazioni, talvolta anche di colossali dimensioni. Si ammette che l'agente principale della loro deposizione sia stata l'acqua, probabilmente in molti casi ad alta temperatura; ma non si può, per taluni di essi, escludere la concomitanza di azioni pneumatolitiche di origine endogena (v. più avanti).

Un fenomeno in apparenza assai diverso dalla deposizione acquea è la formazione dei minerali delle rocce eruttive, per consolidazione, in seguito a raffreddamento, di un *magma* endogeno, massa fluida, ignea, di origine profonda, che talora giunge fino a travasarsi all'esterno, sotto forma di *lava* vulcanica (rocce *effusive*, o vulcaniche), ma altre volte viene ad essere iniettata tra le masse della litosfera, dove si consolida allo stato di intrusione ipogea, protetta e nascosta dalle masse rocciose soprastanti (rocce *intrusive*).

I magmi eruttivi, nonostante l'altissima loro temperatura, vanno considerati dal punto di vista chimico-fisico come soluzioni miste, nelle quali l'ordine di cristallizzazione dei singoli minerali per consolidazione, in seguito al raffreddamento, è sottoposto alle condizioni che si considerano nello studio degli equilibri chimici: dipende cioè dalle condizioni di temperatura, di pressione, e dalle concentrazioni relative dei varî componenti. Non può quindi essere causa di meraviglia il constatare che non di rado, specie nelle rocce intrusive, l'ordine di cristallizzazione non ha nulla che fare con la serie decrescente dei punti di fusione; e assai spesso il quarzo, che tra i minerali essenziali delle rocce eruttive è uno di quelli i quali fondono a più alta temperatura, è proprio quello che se ne è segregato per ultimo. Questo

Digitized by Google

va anche posto in relazione con la presenza di acqua e di altri composti ad alta tensione di vapore, che si trovano pure in non piccola quantità sciolti nel magma, e ne aumentano la fluidità, rallentando la consolidazione di molti componenti, e permettendone una più facile cristallizzazione.

Tali elementi, designati ordinariamente col nome di *agenti mineralizzatori*, si liberano poi più o meno lentamente durante la consolidazione della roccia, la quale, a raffreddamento ultimato, consta, si può dire, quasi esclusivamente dei composti fissi del magma; durante questa liberazione di gas e vapori, o *pneumatolisi*, le sostanze gasose o volatili provenienti dal magma, come acqua, composti del cloro, del fluore, del boro, ecc., possono esercitare, sia sulla stessa roccia eruttiva, sia sulle rocce al contatto, energiche *azioni di metamorfismo*, che sono dette appunto *pneumatolitiche*. La formazione della cassiterite in filoni nei graniti viene precisamente ascritta ad un fenomeno di questo genere: reazione del fluoruro di stagno, gasoso, sui silicati della roccia, con formazione di fluoruri (fluorite), silicati fluoriferi (topazio) e biossido di stagno libero (cassiterite).

Ad azioni pneumatolitiche va pure ascritta la formazione di parecchi silicati minerali, che si vedono tappezzare, in brillanti cristallini, le pareti di cavità e di fratture nei blocchi di lava rigettati durante le eruzioni vulcaniche, per es., del Vesuvio (pirosseni, anfiboli, sodalite, nefelina, ecc.).

Nei graniti (Baveno, Elba, ecc.) i minerali, spesso splendidamente cristallizzati, che occupano le druse tanto ricercate dai collezionisti, sono dovuti ad azioni diverse e successive; parte del quarzo, dell'ortoclasio, dell'albite e delle miche è, per es., in questi casi di origine magmatica: rappresenta cioè il prodotto dell'ultima fase di consolidazione del

Digitized by Google

magma eruttivo: un'altra parte, come tormalina, fluorite, cassiterite, ecc., va riferita evidentemente ad azioni pneumatolitiche, con prevalenza del fluore tra gli agenti mineralizzatori; ad origine idrotermale sono dovuti altri minerali di quelle druse, di formazione più recente, come le zeoliti; e finalmente in un'ultima fase si è formata la calcite, per via acquea, verosimilmente alla temperatura ordinaria.

Analoga a quella per pneumatolisi è la formazione dei minerali alla bocca delle *fumarole* vulcaniche: solfo, solfuri diversi, cloruri, ossidi e varî altri composti si trovano così formati, talora per semplice sublimazione, come i cloruri di piombo, di sodio, di potassio, di ferro, più spesso per reazione tra due gas o vapori, come l'ematite. Quest'ultima, per es., si ritiene prodotta per reazione tra il vapore di cloruro ferrico e il vapor d'acqua:

$$2Fe\,Cl_3 + 3H_2O = Fe_2O_3 + 6HCl.$$

Analogamente, la tenorite Cu O, delle fumarole del Vesuvio, si ritiene formata dalla reazione

$$Cu\,Cl_2 + H_2O = Cu\,O + 2HCl.$$

Quando, per le condizioni in cui viene a trovarsi dopo la sua formazione, un minerale non sia più in equilibrio chimico col mezzo ambiente, esso tende a trasformarsi, più o meno rapidamente, con formazione di nuovi composti, corrispondenti alle mutate condizioni. Queste alterazioni, decomposizioni o trasformazioni di minerali avvengono continuamente, e alla superfice e in profondità, così per opera degli agenti esterni, come per opera degli agenti endogeni.

I fenomeni pneumatolitici di cui abbiamo parlato più indietro, così come i fenomeni idrotermali, specie

Digitized by Google

postvulcanici, determinano assai spesso alterazioni profonde nelle rocce: esalazioni di composti ossigenati del solfo possono attaccare i feldspati di una trachite, producendo della alunite, o pietra d'allume; acque termali scompongono i feldspati di un basalto, formando nuovi composti, silicati idrati, che son poi deposti, come zeoliti, nelle cavità della roccia; a fatti analoghi, posteruttivi, sembra dovuta, almeno nella maggior parte dei casi, anche la formazione di quel silicato idrato di alluminio cristallino che è la caolinite, a spese dei feldspati di varie rocce eruttive.

Anche l'alta temperatura di una massa eruttiva intrusa, insieme agli agenti mineralizzatori che se ne liberano, può determinare nelle rocce al contatto, per un certo spessore, modificazioni, spesso abbastanza profonde, riunite sotto il nome di *metamorfismo di contatto*. Per opera di questo processo, che consiste principalmente in una ricristallizzazione, parziale o completa, della roccia al contatto, talora con formazione di minerali nuovi, caratteristici, un calcare compatto può trasformarsi in un marmo saccaroide, uno scisto argilloso in uno scisto cristallino micaceo. Il granato grossularia, la vesuvianite, parecchi pirosseni, la wollastonite, gli epidoti sono specie minerali assai comuni nei calcari metamorfici di contatto; la cordierite e l'andalusite sono tipici delle rocce di contatto silicate. Ad azioni di metamorfismo di contatto sono pure dovute le splendide formazioni minerali dei projetti del Vesuvio e del Somma, come di altri vulcani; si tratta di lembi di formazioni di contatto profonde, strappati dall'eruzione al sottosuolo.

Più facili ad essere osservate e studiate sono le azioni esercitate dagli agenti atmosferici, acqua, ossigeno, acido carbonico, sui minerali formati in pro-

Digitized by Google

fondità. Parecchi solfuri e solfosali metallici si ossidano, con formazione di ossidi, idrossidi, carbonati ed altri ossisali; i più facilmente alterabili sono i composti del ferro, i quali si trasformano rapidamente in quell'idrossido notissimo che è la limonite, di un colore rugginoso caratteristico, che tutto impregna e macchia; tanto che alle parti superficiali ossidate dei giacimenti metalliferi si dà il nome di *cappello di ferro*.

Molti composti anidri si idratano, come l'anidrite $CaSO_4$, che si trasforma in gesso $CaSO_4.2H_2O$; talune volte la idratazione è connessa con un parziale scambio di materia, come nel caso della alterazione della olivina $(Mg, Fe)_2SiO_4$, che si trasforma in serpentino $H_4Mg_3Si_2O_9$; perdita del composto alcalino più solubile, che viene asportato dalle acque, si osserva nella alterazione del feldspato ortoclasio $KAlSi_3O_8$ in sostanza argillosa, silicato idrato colloide di alluminio, di composizione non ben definita, che rappresenta il prodotto normale della decomposizione dei feldspati, per opera degli agenti atmosferici.

Non di rado le soluzioni saline derivanti dalla alterazione o decomposizione di un minerale, venendo a contatto con altre masse minerali, suscettibili di reagire con esse, determinano la formazione di nuovi composti. Una tale origine *metasomatica* hanno molti giacimenti di smithsonite $ZnCO_3$, prodotta per reazione di acque, contenenti sali solubili di zinco, sul calcare, con formazione del composto meno solubile, che è appunto il carbonato di zinco; anche varî giacimenti di siderite $FeCO_3$ ripetono la loro formazione da analoghi processi metasomatici.

Interessanti per lo studio di queste trasformazioni sono le *pseudomorfosi*, minerali che pur avendo su-

Digitized by Google

bito una profonda alterazione chimica, hanno conservato inalterata, o almeno riconoscibile ancora, la primitiva forma cristallina. Frequenti sono per es., i cristalli cubici o pentagonododecaedrici, del tipo così comune nella pirite, della quale conservano perfino le striature caratteristiche, ma trasformati in un aggregato compatto di limonite, idrossido ferrico; rompendo l'esemplare, non di rado si trova ancora un nucleo residuo di pirite inalterata. Notissime sono pure le pseudomorfosi di malachite $Cu(OH)_2 . CuCO_3$ su cuprite Cu_2O, di serpentino su olivina, di smithsonite su calcite, ecc. In questi casi il processo fu veramente *di alterazione*, con perdita, o con acquisto, o con scambio di materia, ma qualche parte di sostanza del minerale primitivo vi è sempre conservata. In altri casi il cristallo fu interamente disciolto, e sostituito da altra sostanza, chimicamente del tutto diversa, in modo da dar origine ad una pseudomorfosi *per rimozione*. Talvolta si è verificata prima, sopra il minerale originario, una incrostazione o modellazione esterna, capace di conservarne lo stampo; nella cavità di questo si depose poi altra sostanza minerale: così si formano le pseudomorfosi *per modellazione*, alle quali appartengono quelle di rame nativo su aragonite.

Paramorfosi sono chiamate le pseudomorfosi senza cambiamento di composizione chimica, dovute alla trasformazione di una in altra modificazione d'un corpo polimorfo. Non rare quelle di calcite su aragonite; nell'esemplare, bellissimo, della Tav. XXXI, la forma pseudoesagonale dei cristalli di aragonite si riconosce ancora distintamente, benchè si sia avuta perdita di sostanza, con produzione di forme scheletriche, internamente cave.

Qualche volta le paramorfosi spiegano apparenti anomalie ottiche: la leucite, per es., ha forma cri-

Digitized by Google

stallina monometrica, ma alla temperatura ordinaria si presenta come un sistema polisintetico, complesso, di lamelle birifrangenti biassiche (leucite α); ad alta temperatura essa diventa monorifrangente, in ac-

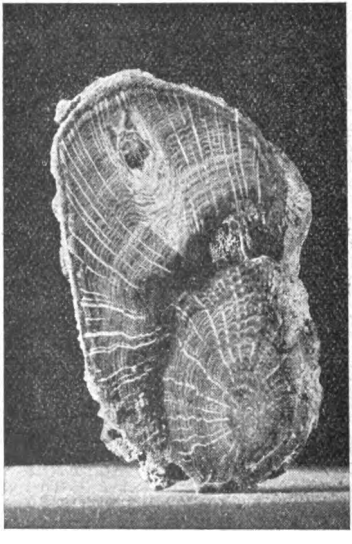


Fig. 170. — Legno silicizzato, sez. trasversale di un tronco. Clover Creek, Lincoln Co., Idaho. - (Fot. orig.).

cordo con la forma cristallina (leucite β). In modo analogo si comportano la boracite, pure pseudomonometrica, la tridimite, pseudoesagonale, ecc. In tutti questi casi si tratta di polimorfismo enantiotropo: la fase stabile alla temperatura ordinaria ha sostituito, senza cambiamento di forma esterna, la fase

Digitized by Google

stabile a temperatura elevata, cui corrisponde la forma cristallina originaria.

Fenomeni di alterazione, o di sostituzione, spesso simili a quelli finora descritti, sono pure quelli che avvengono nella *fossilizzazione*; in questa la sostanza primitiva è talvolta conservata quasi inalterata, come in molte ossa e conchiglie; oppure trasformata, come avviene nella « carbonizzazione » dei vegetali fossili; od anche sostituita interamente da sostanza nuova, come nella piritizzazione delle conchiglie, oppure nella silicizzazione di molti tronchi fossili; in quest'ultimo caso il processo può essere stato così delicato, da conservare perfettamente non solo la grossolana tessitura e l'aspetto esterno complessivo (fig. 170), ma anche la fina struttura del legno, i cui elementi istologici si possono ancora studiare benissimo al microscopio, sopra sezioni sottili del tronco silicizzato. Finalmente può pure accadere che la sostanza dell'organismo fossile sia stata interamente disciolta ed asportata; allora non ne resta che lo *stampo*, od eventualmente il *modello interno* (Tavola XLV).

Digitized by Google

CAPITOLO IV

Giacitura dei minerali.

§ 1. — *Giaciture generali; rocce.*

Non meno importante a studiarsi della loro forma, delle loro proprietà e della loro composizione chimica, è la *giacitura* dei minerali; dalla forma del giacimento, e dalla natura degli altri minerali che accompagnano una data specie, cioè dalla sua *paragenesi*, si possono trarre conclusioni utili per riconoscerne l'origine, e preziose anche per la coltivazione industriale. La conoscenza delle norme paragenetiche, le quali regolano le *associazioni minerali*, permette altresì di giungere qualche volta a *prevedere* il ritrovamento di una specie minerale in una data località, così da poterne iniziare la ricerca, con una certa speranza di risultati positivi.

Una buona parte dei minerali, specialmente tra i più comuni, si trovano sopra tutto come componenti di rocce: sono questi i tipi di giacitura che si sogliono chiamare *generali*. Una roccia può essere formata di un solo minerale (rocce semplici), o più spesso di parecchi (rocce composte); tra questi componenti vanno distinti gli *essenziali*, gli *accessori* e gli *accidentali*. I primi sono quelli che per la loro associa-

Digitized by Google

zione caratteristica, per la loro costante presenza e per la loro abbondanza determinano il nome sistematico della roccia: in una granitite biotitica, come quelle di Baveno e dell'Elba, essenziali sono: il quarzo, l'ortoclasio, l'oligoclasio e la biotite. I componenti accessori sono pure presenti normalmente, ma in scarsa quantità, anzi talora in proporzioni così tenui, e in individui così minuti, da non essere riconoscibili che mediante il microscopio; nelle granititi, per es., l'apatite e lo zircone. Gli accidentali mancano alla massa normale della roccia, ma possono localmente presentarsi anche in quantità tutt'altro che scarsa; così in talune granititi la tormalina, tanto da determinare una *facies locale*, di granitite tormalinifera.

La distinzione delle rocce dalle altre masse minerali formanti i giacimenti speciali non è nè facile nè sicura. Un aggregato minerale merita il nome di roccia, secondo il concetto più diffuso, quando esso presenti, nonostante la sua eterogeneità, una certa uniformità di insieme nella miscela dei varî componenti, formi parte integrante della litosfera, e costituisca una massa geologicamente definita ed indipendente, della quale la forma e la composizione mineralogica siano in rapporto diretto col processo geologico a cui la massa deve la sua origine.

Per l'origine, le masse rocciose possono dividersi in endogene (o anogene), ed esogene (o catogene); le prime sono quelle che abbiamo chiamato eruttive; le altre sono chiamate sedimentarie, o stratificate.

Le rocce *eruttive* risultano dalla consolidazione per raffreddamento di un magma fluido incandescente, di provenienza endogena (cfr. pag. 264); esse constano sopra tutto di silicati, con o senza silice libera, e quantità di solito scarse di ossidi metallici, fosfati, ecc. Per la forma della giacitura bisogna tenere distinte le rocce

Digitized by Google

intrusive, profonde, dalle *effusive*, di versamento superficiale, o *vulcaniche* in senso stretto. Le prime formano *dicchi*, o filoni, riempimenti di spaccature più o meno potenti; oppure *ammassi* grandiosi; se l'intrusione avvenne fra strato e strato entro le rocce incassanti, si hanno i *filoni-strati*; e quando l'intrusione abbia prodotto un notevole sollevamento a volta degli strati sovrastanti, i *laccoliti*. Le rocce effusive costituiscono invece *cupole*, o *colate*, o *correnti* laviche, quali vediamo produrre sotto i nostri occhi dai vulcani attuali. Una caratteristica geologica delle rocce effusive, o lave, è data dalle masse di *tufi vulcanici* che le accompagnano: masse stratificate detritiche, formate dalla sedimentazione, in seno alle acque o all'atmosfera, delle ceneri, sabbie e lapilli, projettati dal vulcano durante le più violente esplosioni; nella eruzione profonda delle rocce intrusive non accade, evidentemente, alcun fenomeno di questo genere, e i tufi mancano completamente.

Le rocce *sedimentarie* sono formate, in contrasto con le eruttive, da deposito di prodotti di rimaneggiamento delle rocce preesistenti; quelle propriamente dette *clastiche* constano di detriti meccanici di rocce più antiche, disgregate dall'opera degli agenti esterni, chimici e meccanici: così le sabbie, le arenarie, le ghiaje, i conglomerati; altre, di deposito *chimico*, od *organogeno*, sono dovute alla sedimentazione, per opera di processi chimici, ovvero di organismi, di sostanze disciolte nelle acque, e provenienti dal dilavamento delle rocce superficiali alterate: a questa categoria appartengono i calcari, le dolomie, i gessi. Così le clastiche come le altre rocce sedimentarie, formano *strati*, masse generalmente assai estese, con spessore relativamente non molto potente, senza radici profonde, e succedentisi regolarmente verso l'esterno, così che lo strato superiore è sempre più

Digitized by Google

recente del sottostante. Gli strati contengono spesso avanzi fossili di organismi, vissuti nelle diverse epoche geologiche; la loro posizione, originariamente orizzontale, è spesso disturbata e sconvolta da fenomeni di dislocazione.

Una terza grande categoria di rocce è quella degli *scisti cristallini*: questi per la loro prima origine rientrano in parte nell'una e in parte nell'altra delle due classi precedenti: sono cioè o rocce originariamente eruttive, o rocce originariamente sedimentarie; ma per effetto di energiche e prolungate azioni di metamorfismo, sia chimico sia dinamico, hanno subito modificazioni tanto profonde, da non permettere, se non per via indiretta, di risalire alla loro genesi. Queste rocce si presentano ordinariamente in masse piatte, stratiformi o lenticolari; la struttura ne è di solito distintamente cristallina, con elementi non troppo minuti; caratteristica è sopra tutto la facile divisibilità, o fissilità, secondo piani paralleli, dovuta ad una struttura parallela scistosa, che talune volte può trarre in errore il profano, facendogli credere che si tratti di stratificazione originaria, mentre i due fenomeni non hanno tra di loro alcuna relazione, perchè la scistosità è secondaria. I gneiss, i micascisti, le filladi, i calcescisti sono tipici scisti cristallini.

§ 2. — *Giaciture speciali.*

La distinzione tra queste e le precedenti giaciture non è troppo netta, anzi convenzionale e pratica piuttosto che teorica; come *giacimenti speciali* sono per lo più designati quelli dai quali un determinato minerale utile può essere estratto con vantaggio. Ora, molte di queste masse sfruttabili economica-

Digitized by Google

mente meritano, secondo quanto fu detto prima, il nome di rocce: il conglomerato quarzoso aurifero del Transvaal è, per es., una roccia sedimentaria clastica, che si presenta in forma di strati regolari; se esso viene considerato anche come un giacimento speciale, è unicamente per il fatto che se ne può estrarre con profitto il metallo prezioso. Altre masse, come parecchi filoni metalliferi, presentano invece una composizione singolare, e talvolta anche molto mutevole nelle loro diverse parti, così da mancare di quella certa uniformità, che abbiam visto essere presentata dalle rocce nel vero senso della parola: sarebbe tuttavia difficile tracciare una distinzione precisa.

È dunque al criterio pratico della *coltivabilità* che si dà per lo più la massima importanza. A questo proposito si deve notare che la quantità minima di un determinato minerale, od elemento, necessaria perchè il giacimento sia *sfruttabile con vantaggio*, cioè con profitto superiore alla spesa, varia enormemente, secondo la natura e il valore del materiale stesso, e secondo le condizioni che influiscono sul costo di estrazione e di trattamento: una roccia eruttiva basica, che contenga anche 15-16% di ossidi di ferro, non è punto da considerarsi come un giacimento utile per l'estrazione di questo metallo; mentre si considera come minerale d'oro una massa quarzoso-piritosa che contenga 14-15 gr. del metallo prezioso per tonnellata di materiale estratto.

Nella descrizione dei giacimenti speciali si segue ordinariamente un *criterio genetico*, cioè si accorda la massima considerazione ai processi chimico-geologici cui la massa deve la sua origine, o la sua mineralizzazione; la classificazione che ne deriva è in un certo senso anche *morfologica*, perchè la forma della massa mineralizzata è in strettissima relazione con la natura del processo cui è dovuta la sua origine.

Digitized by Google

Una distinzione che si fa spesso è quella tra *giacimenti singenetici* e *g. epigenetici*. I primi sono quelli nei quali il minerale utile si è formato contemporaneamente alla roccia che lo comprende, e per virtù dello stesso processo geologico: essi possono spettare o a rocce eruttive, costituendo un prodotto di segregazione dal magma eruttivo; oppure a rocce sedimentarie, quando siano stati originati per deposito, chimico o meccanico, insieme agli altri componenti della roccia che li include. Giacimenti epigenetici son detti invece quelli di formazione più recente che la roccia incassante, e generalmente di natura e di origine diverse e indipendenti da questa. Tra gli epigenetici potremo ulteriormente distinguere: quelli la cui formazione è dovuta a fenomeni di metamorfismo di contatto, tra una roccia eruttiva e un'altra roccia preesistente; quelli dovuti a riempimento di spaccature (*filoni*) o in genere di cavità; come una varietà di questo tipo possono essere considerati i giacimenti di impregnazione, nei quali il minerale è finamente disseminato nei piccoli vacui della roccia, che ne resta come inzuppata; e finalmente i metasomatici, nei quali la deposizione del minerale è dovuta ad una reazione chimica di scambio, avvenuta tra l'agente di deposito e una roccia preesistente.

Giacimenti di segregazione magmatica sono detti quelli che abbiamo già distinto quali singenetici in rocce eruttive, dovuti cioè ai processi di consolidazione dei magmi eruttivi. La sostanza minerale utile segregata dal magma può essere rimasta uniformemente disseminata nella roccia, ma più spesso si osserva concentrata in qualche punto, fino a formare masse cospicue abbastanza pure. A questo tipo spettano p. es. molti giacimenti di cromite in rocce peridotitiche: piccole quantità di cromite sono disse-

Digitized by Google

minate nella roccia, come componente accessorio, ma il minerale si trova anche concentrato in lenti e nidi più o meno ricchi, che costituiscono la sola parte sfruttabile del giacimento (fig. 171). Anche il platino, nei suoi giacimenti primari, entro alle rocce peridotitiche dell'Ural, e il diamante nelle kimberliti dell'Africa Australe, sono esempi di formazione di minerali per segregazione magmatica, in quantità per vero molto esigua. Masse notevolissime sono in-

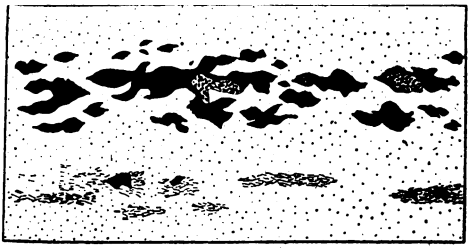


Fig. 171. — Nidi di cromite pura (nera), o mista ad enstatite (masse tratteggiate), nella peridotite - Ramberg, Isola Hestmandö, Norvegia Settent. - (da Vogt).

vece quelle di magnetite entro la peridotite serpentinizzata di Cogne, in Val d'Aosta; gigantesche poi sono le masse magnetitiche della regione mineraria di Kiirunavaara-Luossavaara e di Gellivare nella Svezia settentrionale, incluse entro a rocce porfiriche di natura sienitica (fig. 172), e dagli autori moderni ritenute precisamente un prodotto di segregazione dal magma eruttivo. Anche parecchie masse di solfuri metallici ripetono la loro origine da processi di questa natura; nel Canadà (Sudbury nell'Ontario) e in Valsesia la pirrotite più o meno nichelifera è do-

Digitized by Google

vuta a segregazione dal magma di rocce eruttive basiche (gabbri). Nel caso dei solfuri, poi che il minerale utile è, al contrario di ciò che accade per la cro-

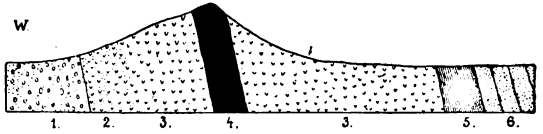


Fig. 172. — Profilo schematico del giacimento di magnetite di Kiirunavaara. — 1. *Conglomerato* - 2. *Sienite augitica* - 3. *Porfido sienitico* - 4. *Magnetite* - 5. *Scisti filladici* - 6. *Quarzite* - (da Stutzer).

mite e la magnetite, uno degli ultimi composti se-

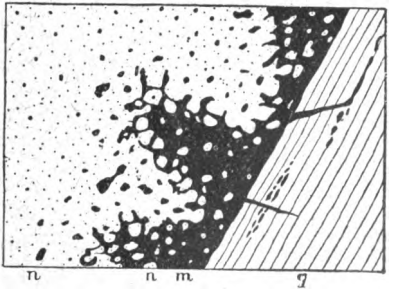


Fig. 173. — Profilo parziale del giacimento di pirrotite di Meinkjär, in Norvegia — *n* norite (roccia gabbrica) - *m* masse minerali solforate - *g* gneiss - (da Vogt).

gregati dal magma, la concentrazione avviene più spesso alla periferia della massa rocciosa, come si vede nella fig. 173.

Digitized by Google

I più discussi sono forse quelli distinti come *giacimenti di contatto*; si tratta di masse in relazione stretta ed evidente con una roccia eruttiva, di solito intrusiva, poste in vicinanza a questa, al confine con le rocce circostanti, o dentro alle stesse, nella zona in cui sono riconoscibili i fenomeni di metamorfismo prodotti dal contatto. Si ammette dai più che la sostanza utile sia stata *estratta* dal magma eruttivo in via di consolidazione, insieme agli agenti mineralizzatori, e per opera di questi, e accumulata poi, o per semplice deposizione, o per via di processi

Fig. 174. — Profilo del giacimento di magnetite di Calamita, Isola d'Elba — *sc* scisti - *c* calcare - *p* masse silicate con minerali di contatto (pirosseno, ilvaite, granato ferrico) - *f* minerale di ferro - (secondo Fabbri e Lotti).

metasomatici, al contatto o a breve distanza da questo. Giacimenti di contatto molto noti ed evidenti sono quello di magnetite di Traversella, e quello di pirite di Brosso, presso Ivrea, in stretta relazione con una massa dioritica. Analoga origine si crede che abbiano avuto le masse ferrifere dell'Isola d'Elba, quantunque nelle loro immediate vicinanze non si osservino notevoli masse granitiche; ma si ricorre alla ipotesi dell'esistenza in profondità di rocce granitiche, simili a quelle del M. Capanne, poste all'altra estremità dell'Isola. È certo che, specie in alcuni punti (fig. 174), il minerale ferrifero è accompagnato

Digitized by Google

e circondato da masse di pirosseno hedenbergite, di ilvaite e di granato ferrico, la cui natura di contatto sembra evidente; ma non può non apparire alquanto singolare il fatto di masse tanto imponenti di minerali di ferro, estratte appunto dal magma di una roccia così ricca di silice e così povera di ferro, come è il granito.

Tra i *giacimenti filoniani*, risultanti da riempimento di spaccature o litoclasi nelle rocce, un posto speciale è dovuto a quelli formati per via pneumatolitica. Abbiamo già detto più indietro (pag. 265) come a questo gruppo siano in primo luogo da ascrivere i filoni stanniferi della Catena metallifera sassone-boema (Erzgebirge) e di altre analoghe località, formati entro la stessa roccia granitica, come riempimento di numerose fratture, per opera di esalazioni fluorifero-stannifere. Alla salbanda dei filoni stanniferi, nei quali la cassiterite è accompagnata da minerali fluoriferi, come topazio, tormalina, mica zinnwaldite, fluorite, e da minerali di tungsteno (wolframite, scheelite) e di molibdeno (molibdenite), la roccia granitica o porfirica incassante ha subito, per un certo spessore, un'alterazione chimica, con formazione di quel particolare prodotto di metamorfismo pneumatolitico che è detto *Greisen*: massa granulare priva di feldspato, e composta prevalentemente di quarzo e mica bianca, con poca cassiterite. La fig. 175 rappresenta schematicamente uno di questi filoni, e ne mostra la struttura ordinaria, zonata, o fettucciata, con la mica fluorifera alla salbanda, che è trasformata in *Greisen*.

Una funzione simile a quella esercitata dal fluore nella mineralizzazione dei filoni stanniferi, sembra essere stata quella del cloro, altro energico agente mineralizzatore, nella formazione dei filoni apatitici

Digitized by Google

della Norvegia meridionale. Questi filoni, connessi invariabilmente a rocce eruttive basiche, della famiglia dei gabbri, contengono cloro-apatite concentrata nella parte centrale, mentre alla salbanda si nota la formazione di una zona ricca di silicati cristallizzati, tra i quali caratteristiche l'enstatite e la scapolite (o wernerite), silicato contenente Cl. Par-

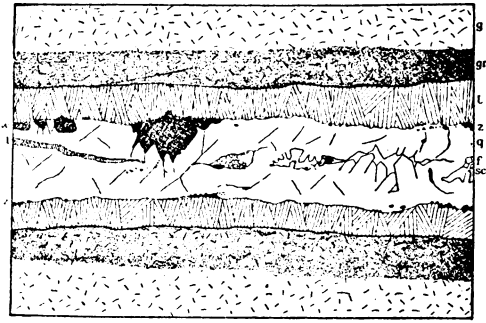


Fig. 175. — Profilo schematico di un filone stannifero di Zinnwald nell'Erzgebirge — *g* granito - *gr* Greisen - *q* quarzo - *l* mica zinnwaldite - *w* wolframite - *z* cassiterite (nera) - *f* fluorite - *sch* scheelite - (da Beck).

ticolarmente notevole è il fatto che la roccia incassante, per lo spessore di qualche decimetro, ha subìto un profondo metamorfismo pneumatolitico, che l'ha trasformata in una massa composta di scapolite e orneblenda; questa scapolitizzazione della roccia gabbrica alla salbanda è perfettamente corrispondente alla sopra ricordata trasformazione del granito in *Greisen*.

Ma la maggior parte dei giacimenti filoniani sembra

Digitized by Google

dovuta specialmente a depositi formati per opera di acque, che, arricchitesi prima di sostanze minerali disciolte, le deposero poi nelle spaccature entro alle quali circolavano. Eccezionale e di scarsissima importanza può dirsi la formazione *per discesa*, nella quale le soluzioni minerali erano di provenienza esterna, per dissoluzione di sostanze esistenti presso la superfice, rideposte poi in profondità. Questo accade sopra tutto quando soluzioni provenienti dalla zona superficiale, o *zona di ossidazione*, arrivando in una regione più profonda, detta *zona di cementazione*, possono reagire con i solfuri inalterati che vi trovano, per deporre dei minerali nuovi. Così, nei giacimenti di pirite cuprifera, le soluzioni di solfato di rame provenienti dalla zona di ossidazione, incontrando masse di pirite inalterata, possono reagire, producendo della calcopirite: ma si tratta di fenomeni locali, che interessano una zona di limitato spessore. Raro è pure che masse filoniane notevoli siano dovute a *secrezione laterale*, cioè siano state estratte dalla roccia incassante, entro alla quale le sostanze minerali erano contenute allo stato di estrema suddivisione, e rideposte nelle spaccature per opera delle acque circolanti. Nella enorme maggioranza dei casi si ammette che la formazione sia avvenuta *per ascesa*; le soluzioni da cui ebbero origine i riempimenti filoniani dei litoclasi, molti giacimenti di impregnazione, e taluni metasomatici, sarebbero salite dal profondo, e sarebbero da considerare con tutta probabilità come prodotti secondari, consecutivi a processi eruttivi, per un fenomeno analogo a quello idrotermale, che rappresenta la parte maggiore e più evidente tra i fenomeni postvulcanici. Certo assai spesso si osserva una stretta connessione tra filoni metalliferi e masse di rocce eruttive: sia che veramente le acque termali abbiano estratto

Digitized by Google

dalla stessa roccia eruttiva i componenti del minerale utile, sia che il fenomeno eruttivo abbia solo aperto la via verso l'esterno alle acque di origine profonda. Evidente è per es., questa connessione nei filoni auro-argentiferi recenti (Transilvania, Nevada, West Australia), nei quali l'oro si trova sempre associato con l'argento, e spesso combinato col tellurio; questi sono limitati ad alcune regioni eruttive di età terziaria o poco più antica; la roccia eruttiva, che può essere di natura abbastanza varia, dove è traversata dai filoni metalliferi è costantemente alte-

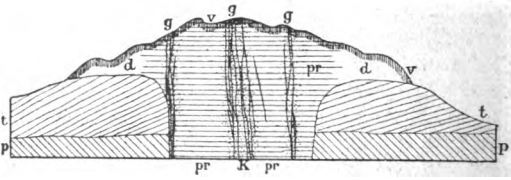


Fig. 176. — Profilo schematico della regione aurifera di Nagyag, secondo B. v. Inkey — *p* filladi - *t* sedimenti terziari - *d* dacite - *pr* propilite - *g* fasci di filoni auriferi - *k* dacite caolinizzata - *v* strato di alterazione superficiale.

rata, con la formazione di una *facies* propilitica; la *propilite* non è altro che una roccia eruttiva profondamente alterata, ricca di clorite, e talora di calcite, spesso impregnata di solfuri, e tanto caratteristica per questi giacimenti quanto il *Greisen* per i filoni stanniferi (fig. 176).

Esempi notevoli di giacimenti minerali filoniani noi abbiamo particolarmente in Sardegna. Nella regione del Sarrabus, a S. E. dell'isola, gli scisti sedimentari del siluriano sono traversati da numerosi filoni, mineralizzati con blenda e galena, a matrice in parte quarzosa, in parte fluoritica, con bari-

Digitized by Google

tina, calcite, ecc., e non di rado abbastanza ricchi di minerali d'argento (argento nativo, argentite, argenti rossi, stefanite); in prossimità dei giacimenti affiorano masse potenti di granito, e gli scisti che contengono i minerali utili sono spesso metamorfici per contatto, con formazione di minerali caratteristici, quali andalusite, wollastonite, ecc. Nell'altra regione mineraria importante della Sardegna, l'Iglesiente, abbiamo pure splendidi esempi di filoni, per lo più ricchissimi di galena, poco argentifera, a matrice quarzosa. Pure nell'Iglesiente le rocce granitiche hanno considerevole sviluppo; anzi alcuni filoni mineralizzati stanno entro al granito, e si può dire che esista quasi un passaggio tra le vene quarzose che traversano il granito, e i filoni metalliferi.

Anche i depositi cinabriferi della Toscana, benchè la loro forma non sia tipicamente filoniana, anzi nella parte più importante (Abbadia S. Salvatore) si presentino piuttosto come impregnazioni di cinabro nell'argilla, sono chiari depositi idrotermali; la vicinanza di rocce eruttive recenti (trachiti del Monte Amiata) lascia ritenere probabile che la venuta del minerale di mercurio stia in relazione genetica col magma eruttivo.

Non di rado le soluzioni mineralizzate, invece di circolare entro a spaccature, riempiendole per formare dei filoni, si distribuirono entro ad uno strato o banco di roccia preesistente, più o meno permeabile, depositandovi la sostanza minerale, come impregnazione o disseminazione: si hanno così *strati e banchi minerali epigenetici*. Nel Transvaal, i ricchissimi giacimenti auriferi del Witwatersrand sembrano dover essere ascritti a questo tipo: soluzioni mineralizzate, circolanti entro ai meati di un conglomerato quarzoso che forma netti straterelli, vi hanno deposto una

Digitized by Google

miscela di pirite e oro nativo, in esilissime cristallizzazioni muscoidi, di evidente origine epigenetica, cioè formate in un periodo più recente del deposito detritico che ha costituito il conglomerato (fig. 177). Anche la mineralizzazione dei famosi scisti cupriferi (*Kupferschiefer*) di Mansfeld e Sangerhausen si ri-

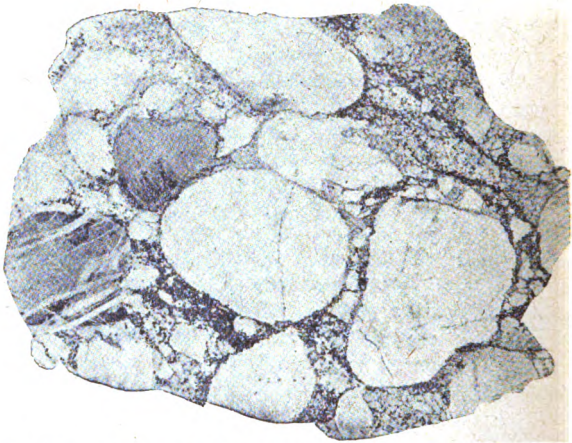


Fig. 177. — Esemplare (ridotto a circa $^2/_3$) di conglomerato aurifero del Transvaal (Main Reef - Leader) - (da Beck).

tiene oggi dovuta ad infiltrazione, di età posteriore al deposito dello strato argilloso-bituminoso nel quale troviamo disseminati i minerali metallici.

I *giacimenti metasomatici* si formano invece dove la roccia bagnata dalle soluzioni mineralizzate sia capace di reagire con queste, secondo che abbiamo accennato a pag. 268. Si comprende agevolmente

Digitized by Google

come i giacimenti metasomatici siano ordinariamente legati alla esistenza di rocce calcaree o dolomitiche, perchè queste appunto sono le più facili ad entrare in reazione di scambio con soluzioni di sali metallici: quando la trasformazione sia incompleta, come spesso accade, si può seguir passo passo il processo di sostituzione, che naturalmente incomincia lungo le fratture e nelle cavità in cui potevano circolare le solu-

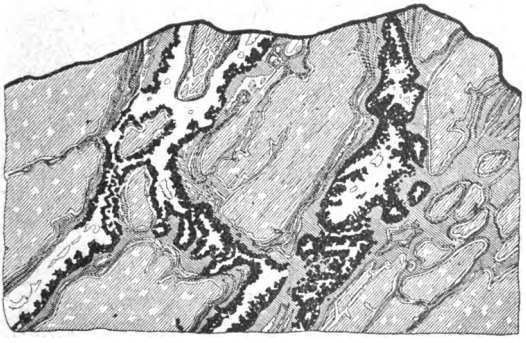


Fig. 178. — Profilo parziale del giacimento di Raibl (secondo Poszepny). — Nella roccia dolomitica (trattegg. chiara), masse di blenda (trattegg. scura), galena (nera) e dolomite spatica (bianca).

zioni mineralizzate. Questa incompleta metasomatosi è chiaramente riconoscibile nei giacimenti piombo-zinciferi delle Prealpi Bergamasche (Val Seriana e Val Brembana), e di Raibl e Bleiberg, al confine con la Carinzia. L'andamento spesso vario e capriccioso delle fratture e della mineralizzazione fa sì che i giacimenti constino, in questi casi, di una serie di masse, a lente, a colonna, a borsa, o a tasca, irregolarissime per andamento (fig. 178) e variissime per

Digitized by Google

ricchezza, che rendono difficili e molto aleatori i lavori di ricerca e di coltivazione. Anche in Sardegna, oltre ai filoni già ricordati, e alle « colonne » di solfuri racchiuse tra banchi calcarei, abbiamo, negli stessi calcari siluriani dell'Iglesiente, grandiosi ammassi calaminari, di origine metasomatica (Monteponi, Malfidano, ecc.). Oltre che tra quelli zinciferi, si hanno poi frequenti rappresentanti di giacimenti metasomatici tra i ferriferi; come i più importanti di questo tipo ricorderemo quelli di Bilbao in Spagna e quelli di Erzberg in Stiria.

Nei *giacimenti sedimentari*, o singenetici in rocce sedimentarie, il deposito del minerale utile è stato contemporaneo alla sedimentazione del materiale roccioso. Dal punto di vista minerario è caratteristica per queste masse la costanza del livello geologico; in esse non di rado la grande estensione in superfice, e la regolarità di giacitura e di composizione, valgono a compensare una eventuale scarsità di potenza o di ricchezza, assicurando per un lungo periodo un rendimento sufficente a permettere vasti e costosi impianti.

Tra i *giacimenti sedimentari di origine chimica od organogena* i più notevoli sono quelli ferriferi: il ferro dei laghi e delle paludi, che si depone anche attualmente sul fondo di raccolte d'acque stagnanti, o quasi, in varie regioni del Nord d'Europa, ci dà un esempio di formazione attuale di questo genere. Ma enormemente più importanti industrialmente, per vastità e ricchezza, sono i depositi ferriferi mesozoici (liasici, e più precisamente spettanti al piano toarciano) i quali occupano una zona lunga circa 100 km. e larga 20-30, nella Lorena, nella Meurthe-et-Moselle e nel Lussemburgo. Il minerale, noto spesso sotto il nome ambiguo di *minette* (così si chiama

Digitized by Google

anche una roccia eruttiva) è formato da piccoli granuli di limonite, agglutinati da un cemento argilloso-ocraceo, più o meno calcarifero; esso costituisce una serie di straterelli, di qualità alquanto variabile, alternanti con strati marnosi ed arenacei. Si tratta di una formazione marina litoranea, come dimostrano i numerosi fossili contenutivi, e probabilmente dovuta al deposito, favorito da piccoli organismi, del ferro che portavano disciolto le acque continentali.

Origine sedimentaria viene attribuita ordinariamente anche ai giacimenti di siderite, che costituiscono il principal minerale di ferro delle Valli Lombarde (Val Seriana, V. di Scalve, V. Trompia, bassa V. Camonica). Questo *ferro spatico* si presenta in strati e banchi perfettamente regolari e concordanti, entro ad una formazione arenaceo-scistosa del Trias inferiore (*servino*); il giacimento, interstratificato ad una formazione litorale marina, sembrerebbe dovuto a sedimento chimico od organogeno. Ma, come abbiamo già accennato (pag. 289), secondo recenti Autori il fenomeno metasomatico avrebbe invece avuto gran parte nella genesi di questi banchi sideritici. Nella stessa regione lombarda la siderite si presenta però anche in filoni, che rappresenterebbero le vie di arrivo dal profondo del composto di ferro: nei filoni la siderite è certamente di deposito diretto.

Per non parlare dei giacimenti saliferi, che sono i più noti e i più comuni, ricorderemo ancora, tra i giacimenti sedimentari non metallici, i banchi fosfatici della Tunisia e dell'Algeria, inseriti tra rocce calcaree, e ricchi di fossili marini. Si tratta probabilmente di depositi organogeni, formatisi presso la spiaggia, in un mare poco profondo, per incrostazione o sostituzione di avanzi e detriti organici calcarei; l'origine dell'acido fosforico andrebbe ricercata nella altera-

Digitized by Google

zione e dissoluzione delle parti molli degli organismi, che in gran copia venivano a morire in quel bacino.

Ai depositi sedimentari spettano pure quelli che più particolarmente son detti *giacimenti detritici*, o *di deposito meccanico*, e che risultano dalla sedimentazione dei prodotti della disgregazione meccanica di rocce preesistenti. Tra i componenti primitivi di queste restano conservati, e perciò concentrati nel detrito, specialmente i più resistenti alle azioni di decomposizione chimica e di erosione meccanica. Tale concentrazione riesce anche molto più evidente quando il minerale rimasto inalterato possiede un peso specifico notevolmente superiore a quello degli altri minerali, perchè le acque lo lasciano indietro, più vicino al luogo d'origine, mentre portano lontano i fini prodotti di decomposizione, e i granuletti leggeri dei minerali comuni, come quarzo, feldspati, miche, ecc. In questo modo si sono formate le alluvioni aurifere, platinifere, diamantifere, o gemmifere in genere, e le stannifere, nelle quali non solo il minerale utile è contenuto, per le ragioni sopra esposte, in proporzione notevolmente superiore a quella che presentava il giacimento primitivo nella roccia inalterata, ma, causa il disgregamento spontaneo della massa, se ne può estrarre molto più agevolmente e con minore spesa: il platino, ad es., si ricava si può dire esclusivamente dai suoi giacimenti secondari detritici, mentre non è redditizia l'estrazione dalle peridotiti, in cui è contenuto come giacitura primaria.

Un fatto costante e di notevole importanza pratica è questo: che nelle masse alluvionali i minerali più pesanti tendono a scendere più rapidamente al fondo, e di essi pertanto si arricchiscono in modo speciale le parti del deposito più profonde, presso

Digitized by Google

la *roccia al letto*; dove poi la superfice di questa sia aspra di incavi e di tasche, nelle medesime il minerale pesante si trova concentrato, talora a forti tenori. Tale è l'origine di quelle *tasche* e *canali*, che nei

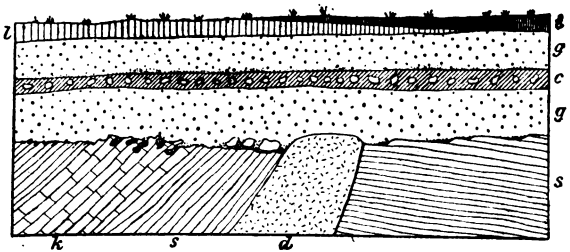


Fig. 179. — Profilo schematico di un giacimento aurifero alluvionale — *s* scisti - *k* calcare - *d* diabase - *g* ciottolame e sabbia - *c* banchi di ciottoli cementati - *l* sabbia argillosa - *t* torba. Le parti finamente punteggiate sono ricche di pagliuzze d'oro - (da Beck).

giacimenti auriferi secondari fecero la ricchezza di tanti cercatori d'oro. Un giacimento di questo genere, con due livelli auriferi, separati da un banco di conglomerato sterile, è rappresentato schematicamente dalla fig. 179.

Digitized by Google

Digitized by Google

PARTE SECONDA

MINERALOGIA DESCRITTIVA.

Digitized by Google

Digitized by Google

Mineralogia descrittiva

Classificazione. — Abbiamo già fatto rilevare come per la conoscenza di un minerale ciò che ha la massima importanza sia la sua composizione chimica; nulla di più naturale adunque che, nel distribuire in classi e ordini le specie minerali da descrivere, ci atteniamo sopra tutto a considerazioni di natura chimica. Della forma cristallina, e sopra tutto dei rapporti di isomorfismo e isodimorfismo, terremo calcolo per instituire dei piccoli gruppi entro alle maggiori suddivisioni, là dove questo si presenti comodo e naturale.

Per uniformarci all'uso più comune, seguiremo in questo libro la classificazione proposta dall'americano Dana, permettendoci solo qualche spostamento in alcune suddivisioni. Divideremo adunque i minerali nelle otto classi seguenti:

I — *Elementi nativi.*
II. — *Solfuri, arseniuri, ecc.*
III. — *Solfosali.*
IV. — *Aloidi.*
V. — *Ossidi e idrossidi.*
VI. — *Sali ossigenati.*

1. Carbonati.
2. Silicati, titanati.

Digitized by Google

3. Niobati, tantalati.
4. Fosfati, arseniati. Nitrati.
5. Alluminati, ferriti. Borati. Uranati.
6. Solfati, cromati.
7. Tungstati, molibdati.

VII. — *Sali di acidi organici.*
VIII. — *Idrocarburi.*

APPENDICE. — *Carboni fossili.*

Digitized by Google

CLASSE I.

ELEMENTI NATIVI.

1. Metalloidi.

Tra i metalloidi ne descriveremo due soli, che hanno una vera importanza come minerali: il carbonio e il solfo. Benchè siano entrambi polimorfi, del solfo è solo la modificazione α, rombica, che è importante come minerale; del carbonio descriveremo le due modificazioni, diamante e grafite.

DIAMANTE.

Comp. chim. — C, carbonio, ordinariamente abbastanza puro.

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. esacistetraedrica; i cristalli però hanno di solito abito esacisottaedrico. Frequenti specialmente l'ottaedro e l'esacisottaedro; facce spesso curve. Non di rado i cristalli ottaedrici presentano sugli spigoli solchi rientranti, che fanno pensare ad una geminazione incrociata di due individui esacistetraedrici, simmetrici rispetto ad una faccia di cubo (fig. 180); forse si tratta invece soltanto di un fenomeno di accrescimento irregolare. Sono frequenti i geminati, appiattiti secondo il piano di geminazione, (una faccia di {111}), così da assumere aspetto lenticolare (fig. 181).

Sfaldatura facile e perfetta secondo l'ottaedro. *Durezza* = 10. *P. spec.* = 3,52.

Lucentezza adamantina; indice di rifrazione elevatissimo, con forte potere dispersivo. Incoloro se puro; non di rado tinto in giallìccio o bruniccio; rari gli altri colori; rarissimo e pregiato il color nero.

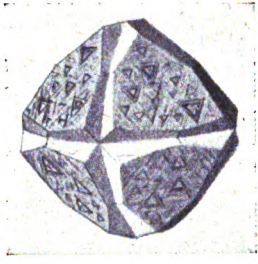


Fig. 180.

Combustibile all'aria, se fortemente riscaldato; più facilmente nell'ossigeno puro. Inattaccabile da miscela di acido nitrico fumante e clorato potassico. Agli agenti atmosferici è resistentissimo.

Varietà. — Una varietà cristallina in sferette raggiate dicesi *bort*; ma in commercio questo nome si dà a tutti gli scarti di diamante, che servono, polverizzati, per la sfaccettatura della gemma. Il *carbonado* è invece una varietà nera, cristallino-aggregata, alquanto porosa, assai meno fragile e alquanto più dura del diamante cristallizzato, che sotto il nome di « diamante nero » si usa per guarnire punte di trapano, corone di perforatrici, ecc.

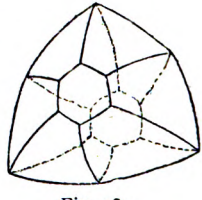


Fig. 181.

Giacimenti e località. — La maggior parte dei giacimenti del diamante sono di natura secondaria detritica; di queste alluvioni diamantifere alcune sono antiche, in parte cementate, e sepolte sotto strati più recenti; altre, di più giovane formazione, sciolte e incoerenti, occupano il fondo delle valli e il letto dei corsi d'acqua attuali.

I più anticamente noti, oggi di scarsa importanza, sono i giacimenti alluvionali antichi dell'India, che hanno fornito parecchie tra le pietre più grosse e più celebri, per purezza d'*acqua* e splendore di *fuoco*. Di origine secondaria sono anche i giacimenti brasiliani, tra i quali importantissimi quelli del territorio di Diamantina (Stato di Minas Geraes), dove la gemma è accompagnata da quarzo, topazio, cianite, tormalina, rutilo, ottaedrite, monazite, ecc.; la giacitura primitiva sembra essere in filoncelli quarzosi, con topazio e rutilo, che traversano una curiosa arenaria quarzosa, flessibile se in strati sottili, chiamata *itacolumite*; certo è che questa roccia fu più volte designata come la « madre del diamante ». Diamante si trova in quantità non scarsa nelle sabbie dei dintorni della baja di Lüderitz (S. W. Africa); non senza importanza sono pure i giacimenti dell'Australia e di Borneo; rari diamanti furono trovati nei depositi platiniferi degli Urali; da qualche tempo anche il Congo Belga, nella regione di Katanga, fornisce una discreta produzione.

I più cospicui ed importanti tra tutti sono però i giacimenti diamantiferi dell'Africa Australe inglese; questi, di scoperta relativamente recente (1867), forniscono la massima parte della produzione mondiale di diamante (2.902.416 carati, nel 1917; notevolmente scemata negli anni successivi). Benchè non manchino neppure in questa regione le alluvioni diamantifere, la produzione è data essenzialmente dai giacimenti primitivi. Questi sono costituiti da grandi cavità imbutiformi, dovute a fenomeni di esplosione vulcanica, e riempite fino all'orlo da una roccia eruttiva basica, composta in buona parte da olivina più o meno serpentinizzata, e detta *kimberlite*. La roccia, che presenta una struttura brecciata molto evidente, per la fratturazione causata dalla violenza del feno-

Digitized by Google

meno eruttivo, è piuttosto tenace e scura in profondità, dove presenta un colore verde nerastro o azzurrastro (*blue ground*), e profondamente decomposta presso alla superfice; questa massa superficiale, friabile, giallastra, è localmente chiamata *yellow ground*. Il diamante sembra essersi formato come segregazione magmatica, per cristallizzazione del carbonio sciolto nel magma eruttivo; esso si troverebbe cioè ancora in seno alla roccia madre, che è una roccia eruttiva povera di silice e ricca di magnesio e ferro. Questo è il contrario di quanto avviene in tutte le altre località conosciute, dove il prezioso minerale nei giacimenti secondari si trova accompagnato da minerali caratteristici di rocce eruttive ricche di silice, come il quarzo, il topazio e gli altri nominati più sopra. Un gruppo di tali imbuti diamantiferi si trova presso Kimberley, e un altro, pure notevole, presso Pretoria. Il tenore in diamanti della roccia kimberlitica è sempre molto basso, oscillando, in generale, fra 30 e 250 milligrammi per tonnellata di roccia.

Anche in alcuni ferri meteorici fu constatata la presenza del diamante, in minuscoli granuletti; più comune vi è la grafite, in forme monometriche (*cliftonite*), da taluni ritenute paramorfosi su cristalli di diamante; ma il riferimento non è sicuro.

Usi del diamante. — Per la sua durezza, la sua inalterabilità, e le proprietà ottiche singolari (altissimo indice di rifrazione e potere dispersivo enorme), il diamante, se limpido, è usato sopra tutto come gemma. A tale scopo vien tagliato, o sotto forma di *rosetta*, specie di piramide a larga base, con simmetria ditrigonale, o come *brillante*. La forma di partenza per quest'ultimo è l'ottaedro, ottenuto per sfaldatura quando non si presenti naturalmente, spuntato poi da una larga faccia che tronca il vertice superiore, e da una piccola che tronca il vertice

inferiore, e ornato da numerose altre faccettine, disposte secondo una simmetria tetragonale, od ottagonale, e destinate a moltiplicare i riflessi interni, rialzando così il fuoco e il luccichio della gemma. L'unità di peso è il *carato*, pari a 200 milligrammi; questo si suddivide di solito in 4 *grani*, e i grani, ulteriormente, in quarti, sedicesimi, ecc.

La più grossa pietra conosciuta finora è il così detto « Cullinan », trovato nel 1905 in una miniera presso Pretoria; greggio aveva il peso di 3025 carati, ma per lavorarlo si dovette dividerlo in più pezzi, il maggiore dei quali, dopo la sfaccettatura, pesa 516 carati.

Lo scarto di diamante e il bort vengono polverizzati, e usati per la lavorazione della gemma; il diamante infatti non può essere sfaccettato se non con l'impiego della sua stessa polvere, essendo più duro di tutti gli altri corpi conosciuti. Il carbonado è invece ricercatissimo, come abbiam detto, per trapani e perforatrici. Il diamante in cristalli con spigoli naturali, non troppo acuti, si usa per tagliare il vetro; le schegge aguzze sono impiegate come punte da incisori.

Riproduzione artificiale. — A tutti è noto ormai che il Moissan riuscì ad ottenere microscopici granuletti cristallini di diamante, sciogliendo del carbonio nel ferro fuso, e facendo consolidare questo sotto fortissima pressione, con un ingegnoso artificio; anche l'argento può essere impiegato a tale scopo. Cristallini simili, pure microscopici, furono ottenuti facendo consolidare per raffreddamento una massa fusa di silicati di magnesio e ferro, di composizione simile a quella della kimberlite, nella quale era stato sciolto del carbonio; ma esperienze recenti sembrano provare che la sostanza così ottenuta non è diamante. Vani sono riusciti anche i tentativi per far crescere

Digitized by Google

cristalli di diamante, entro a mezzi in cui si liberava del carbonio. Siamo dunque, per ora almeno, ben lontani dalla speranza di ottenere grandi cristalli sintetici, utilizzabili come gemme.

Grafite.

Comp. chim. — C, con varie impurità.

Forma cristallina. — Laminette a contorno esagonale, spettanti al sistema trigonale; la struttura del reticolo è romboedrica; le facce non permettono esatte misure goniometriche.

Sfaldatura facile e perfetta secondo la base.

Durezza = 1; il minerale è dolce (untuoso) al tatto, e strofinato sopra una carta vi lascia una traccia grigia, lucente. *P. spec.* = 2,2.

Lucentenza metallica. Colore grigio scuro. Buon conduttore della corrente elettrica.

Al cannello è infusibile. Scaldata all'aria, la grafite si ossida con estrema lentezza, tanto che si può usare per farne crogiuoli refrattari. Trattata con miscela di acido nitrico e clorato di potassio si ossida, diventando prima giallognola, poi lentamente biancastra, e trasformandosi in acido mellitico $C_6(COOH)_6$.

Per lo più si presenta in masse scagliose, compatte, o anche lamellari raggiate, o bacillari.

Giaciture e località. — Una delle varietà più pure è quella prodotta per segregazione magmatica in una roccia eruttiva presso Irkutzk, in Siberia, scoperta da Alibert, e in passato coltivata da Faber. Molto più importanti industrialmente sono i giacimenti di Ceylan, e quelli di Ticonderoga nello Stato di New York; in queste località la grafite si presenta in filoni, dovuti probabilmente a pneumatolisi. Nel

Digitized by Google

Madagascar si coltivano da qualche anno notevoli giacimenti di grafite, intercalati negli scisti cristallini.

Anche più frequente è la grafite, impura di varî minerali litoidi, costituente i così detti *scisti grafitici*; in parte almeno questi sono evidentemente rocce sedimentarie, nelle quali la grafite rappresenta il prodotto di trasformazione profonda di avanzi organici; anche in molti calcari antichi sono frequenti squame di grafite, di probabile origine organica. Scisti grafitici sono abbondanti a Passau, in Baviera, e in Boemia (Krumau-Schwarzbach); da noi specialmente nelle Valli del Chisone e del Pèllice (Alpi Cozie), e nella Valle della Bormida di Millesimo (Alpi Marittime). La lavorazione industriale delle nostre grafiti è stata molto perfezionata negli ultimi anni; le impurità silicee vengono eliminate mediante l'azione di acido fluoridrico.

Usi della grafite. — La grafite più pura è usata nella fabbricazione delle matite; di grafite si fanno eccellenti crogioli refrattari per la fusione dell'acciajo; si usa pure questo minerale per proteggere dalla ossidazione atmosferica le stufe e altri oggetti di ferro che devono essere scaldati all'aria; come strato conduttore in galvanoplastica; come lubrificante secco, ecc.

Riproduzione artificiale. — La grafite in masse compatte, destinate a servire per elettrodi, si prepara artificialmente in grandi quantità, dove l'energia elettrica sia a basso prezzo (Niagara Falls). Anche il carbonio che si segrega per raffreddamento dai metalli fusi che lo tengono sciolto, p. es., quello abbondantemente disseminato nella ghisa grigia, è ordinariamente in forma di squame grafitiche.

Digitized by Google

Solfo.

Comp. chim. — S nativo, con varie impurità.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. bipiramidale rombica:

$$a : b : c = 0{,}8131 : 1 : 1{,}9034.$$

$$(111) \wedge (1\bar{1}1) = 73°.34'$$
$$(111) \wedge (001) = 71.40$$
$$(113) \wedge (001) = 45.10$$

L'abito dei cristalli è di solito bipiramidale, con una evidente troncatura basale; abbiamo però visto a pag. 117, nella fig. 95, una combinazione con abito bisfenoidale. La combinazione più comune e caratteristica, che possiamo pur riconoscere nei bei cristalli della Tav. I, è rappresentata nella fig. 182, in cui $P = \{111\}$, $s = \{113\}$, $n = \{011\}$, $c = \{001\}$.

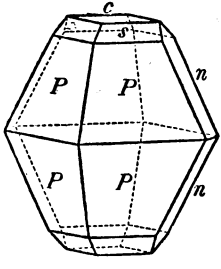


Fig. 182.

Sfaldatura indistinta; frattura concoide.

Durezza = 2. *P. spec.* = 2,07.

Lucentezza viva, resinoso-adamantina. Puro, è limpido, di colore giallo citrino; spesso bruniccio per impurità bituminose, o grigio chiaro opaco, se misto a sostanze calcareo-argillose.

Cattivissimo conduttore del calore e della elettricità. Se rapidamente riscaldato, in modo da non avere il tempo di trasformarsi in solfo β (v. pagina 240), fonde a circa 113°; fortemente scaldato all'aria, brucia con produzione di SO_2. Solubile in cloroformio e in solfuro di carbonio.

Digitized by Google

Giaciture e località. — Una quantità non molto rilevante di solfo è prodotta, per sublimazione o per reazione, da quei vulcani semispenti che sono le *solfatare*. Alla solfatara di Pozzuoli si può seguir bene questo deposito di solfo alla bocca delle fumarole; una maggiore importanza ha la produzione del solfo vulcanico nell'isola di Milos, e al Giappone. Anche al cratere di Vulcano, nelle Eolie, si ha formazione di solfo, talvolta così ricco di selenio, da presentare un colore aranciato, o fin anco rosso bruno (varietà *vulcanite*). Molte acque termali sulfuree depongono solfo alla superfice terrestre, per ossidazione parziale dell'idrogeno solforato in esse disciolto, o per azioni di bacteri.

Solfo è prodotto pure per alterazione atmosferica di solfuri metallici, come galena (Monteponi e Montevecchio in Sardegna), o antimonite (Cetine di Cotorniano nel Senese; Argentiera della Nurra); queste masse stanno, naturalmente, al *cappello* del giacimento metallifero, ma raramente hanno importanza industriale.

I giacimenti più importanti sono costituiti dalle *solfare*, nelle quali il minerale è contenuto in rocce sedimentarie più o meno antiche, e perciò sepolto nel sottosuolo, donde bisogna estrarlo con lavori minerari. Come il paese più ricco di solfo di tutto il mondo, favorito per lungo tempo da una specie di monopolio nella produzione, è stata sempre considerata, fino a pochi anni or sono, la Sicilia; in questa regione, e particolarmente nelle province di Girgenti, Caltanissetta, Catania e Palermo, il solfo si trova associato al gesso e a marne (rocce sedimentarie calcareo-argillose), e accompagnato da varî minerali caratteristici, tra i quali sono da ricordare specialmente l'aragonite e la celestina, oltre al gesso e alla calcite. Probabilmente il solfo deve qui la sua origine ad un

Digitized by Google

processo di riduzione, che ha trasformato prima il solfato di calcio del gesso in solfuro, il quale poi, per azione del CO_2, in presenza di acqua e dell'ossigeno atmosferico, si è scisso in carbonato di calcio e solfo; ma sulle modalità di questo complicato processo, e sulla natura dell'agente riduttore, gli Autori non sono concordi. Non è mancato tuttavia chi è ricorso all'ipotesi di un'azione vulcanica o postvulcanica, anche per spiegare la genesi dei giacimenti siciliani. Analoghi a questi sono i giacimenti della Romagna e delle Marche (Prov. di Forlì, Pesaro-Urbino e Ancona), e quelli della Spagna (Prov. di Murcia e Albacete).

Pur troppo, l'industria solfifera siciliana è da vario tempo, per parecchi motivi, in grave crisi; tanto più minacciosa appare perciò la concorrenza fatta al nostro solfo da quello dei potenti e vasti giacimenti della Louisiana e del Texas, negli Stati Uniti d'America, dove la produzione, grazie ai metodi perfezionati usati nella estrazione, è in continuo aumento, e ha raggiunto proporzioni colossali, nonostante le difficoltà della coltivazione, dovute alla profondità, e alla presenza di strati acquiferi sovrastanti.

Usi del solfo. — Nei nostri paesi l'uso principale è in agricoltura, per combattere alcune malattie della vite; nei paesi poveri di pirite il solfo è poi la materia prima per la fabbricazione dell'acido solforico; ma un largo uso di solfo si fa anche in varie industrie, come quella della gomma elastica, degli esplosivi, dei fiammiferi, per la fabbricazione del solfuro di carbonio, ecc.

Il *selenio*, Se, fu trovato in forma di esili crosticine rosse, come sublimazione sulle lave del Vesuvio.

Digitized by Google

2. Metalli fragili.

I così detti *metalli fragili*, arsenico As, antimonio Sb, e bismuto Bi, formano un gruppo isomorfo notevole; come elementi nativi hanno tuttavia una importanza assai scarsa.

Arsenico.

Comp. chim. — As.

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. della calcite. Rari i cristalli distinti.

Sfaldatura perfetta secondo la base; imperfetta secondo un romboedro inverso.

Durezza = 3 ½. *P. spec.* = 5,7.

Lucentezza metallica; color bianco grigiastro, scuro e appannato sulle superfici da tempo esposte all'aria.

Al cannello si ossida, senza fondere, spandendo fumi di odore agliaceo.

Di solito non è cristallizzato, ma in masse concrezionate concentriche, testacee; piccoli gruppetti cristallini si traggono dalla prov. di Echizen, nel Giappone.

Comune nei filoni argentiferi dell'Erzgebirge sassone-boemo (Catena metallifera), e anche nell'Harz. In piccola quantità da noi nelle miniere argentifere del Sarrabus in Sardegna, e a Sondalo in Valtellina.

Usi dell'arsenico. — Si impiega specialmente per indurire il piombo da caccia; ma l'industria estrae l'arsenico piuttosto dall'arsenopirite e dalla löllingite, troppo scarso essendo il metallo nativo.

Digitized by Google

Antimonio.

Comp. chim. — Sb, spesso in miscela isomorfa con As.

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. della calcite; ma i cristalli sono rari.

Di solito è in masse granulari.

Sfaldatura perfetta secondo la base, meno perfetta secondo due romboedri.

Durezza = 3 ½. *P. spec.* = 6,6.

Lucentezza metallica viva; colore bianco-stagno. Al cannello fonde e si ossida, coprendo il carbone di una copiosa aureola bianca di Sb_2O_3.

Antimonio nativo si trova in scarsissima quantità nella miniera di Su Leonargiu (Sarrabus). Poco più abbondante è nell'Harz; da Borneo vengono belle masse granulari.

L'*allemontite*, di Allemont nel Delfinato, è una miscela isomorfa di antimonio con arsenico.

Usi dell'antimonio. — Il metallo è impiegato sopra tutto per indurire il piombo (lega dei caratteri da stampa), o lo stagno (peltro), e in numerose leghe metalliche « antifrizione » per cuscinetti; ma si estrae principalmente dal solfuro, o antimonite.

Bismuto.

Comp. chim. — Bi.

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. della calcite; cristalli distinti sono rarissimi; tipici gli scheletri cristallini pennati, interclusi in roccia.

Sfaldatura basale e romboedrica, come l'antimonio.

Durezza = 2,5. *P. spec.* = 9,7.

Lucentezza metallica; colore bianco roseo.

Digitized by Google

Al cannello fonde, e dà una larga aureola gialla di ossido.

La sua giacitura caratteristica è come minerale accessorio nei filoni argentiferi dell'Erzgebirge sassone; in Bolivia accompagna la bismutinite Bi_2S_3; splendidi e ricchi esemplari di bismuto nativo, con bismutinite, si ottennero recentemente da Emuford, nel Queensland.

Usi del bismuto metallico sono specialmente quello per leghe facilmente fusibili, e per leghe antifrizione da cuscinetti: ma il prezzo piuttosto alto ne limita assai l'impiego.

3. Metalli propriamenti detti.

Tra i *metalli* propriamente detti, pochi sono quelli che hanno una vera importanza allo stato nativo; i più tra essi sono invece estratti dai relativi composti, per via di processi metallurgici, sui quali non possiamo soffermarci.

Noi prenderemo in esame il *gruppo dell'oro*, che comprende Au, Ag, Cu, ecc., e il *gruppo del platino*, formato da Pt, Fe, ecc.

Oro.

Comp. chim. — Au, spesso fortemente impuro di Ag; le masse più argentifere, di tinta assai pallida, hanno ricevuto il nome di *elettro*.

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. della fluorite. Di solito prevale l'ottaedro, ma frequente è anche il rombododecaedro. I cristalli d'oro sono rari, e per lo più piccoli e poco ben formati, o aggruppati;

Digitized by Google

spesso appiattiti e laminari secondo una faccia d'ottaedro, oppure dendritici, in gruppi muscoidi. Geminazione frequente secondo {111}.

Non sfaldabile; duttile e malleabilissimo.

Durezza = 2 ½. *P. spec.* = 19,3, se puro; se argentifero, naturalmente, più leggero.

Lucentezza metallica; colore giallo caratteristico, inalterabile all'aria. Quando contenga molto argento è giallo pallido.

Al cannello fonde facilmente, senza alterarsi; insolubile in acidi; solubile solo in acqua regia.

Giaciture e località. — Come giacitura *primaria* l'oro si trova sopra tutto in filoni. In alcuni di questi è associato, in piccolissima quantità, tanto da non essere spesso riconoscibile ad occhio nudo, a pirite e arsenopirite, con matrice di quarzo e calcite; sono di questo tipo le nostre miniere alpine (Pestarena, sotto Macugnaga, in Vall'Anzasca, Brusson in Val di Challant, e molte altre intorno al gruppo del Monte Rosa), oggi chiuse per la massima parte, e sempre state di importanza industriale meschinissima. Altri filoni auriferi, più ricchi, contengono il metallo nativo legato a molto Ag, e associato a minerali di tellurio, come silvanite, nagyagite, ecc.; a questo gruppo appartengono le miniere della Transilvania (dove, specie a Vöröspatak, si trovano anche begli esemplari di oro cristallizzato), del West Australia, e molte del Nevada e della California.

Stratificati, ma epigenetici, prodotti per infiltrazione entro a rocce detritiche (conglomerati quarzosi) sono i giacimenti importantissimi del Witwatersrand nell'Africa Australe (v. pag. 285).

I numerosi giacimenti *secondari* dell'oro hanno avuto origine dallo sfacelo e dalla disgregazione delle masse rocciose contenenti i giacimenti primitivi; l'oro, inalterabile, non fragile, e pesantissimo, si è con-

Digitized by Google

centrato sul fondo delle masse detritiche convogliate dalle acque, presso la *roccia al letto*, dove forma spesso *tasche* assai ricche. Più spesso si tratta di pagliuzze, ma in certe località (Australia, Urali, Perù, California, Alaska, ecc.), ne furono trovate anche masse rotolate (*pepiti*), di volume relativamente considerevole (fig. 1, Tav. II). L'importanza di queste alluvioni aurifere è data, oltre che dalla ricchezza che talora presentano, anche dalla facilità con la quale il metallo se ne estrae, per semplice *lavaggio*.

In Italia sono scarsamente auriferi varî fiumi che scendono dalle Alpi, come il Po, le due Dore, l'Elvo, la Sesia, il Ticino, il Serio, ecc.; anche l'oro del Reno, del resto, è in quantità così scarsa, da potersi dire trascurabile industrialmente.

Argento.

Comp. chim. — Ag, di solito puro.

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. della fluorite. I cristalli hanno un abito simile a quello dei cristalli d'oro, e sono anch'essi non di rado laminari; ma più spesso l'argento si presenta in masse allungate, filamentose (fig. 1, Tav. III).

Sfaldatura non riconoscibile; il metallo è duttilissimo e malleabile.

Durezza = 2 ½. *P. spec.* = 10,5.

Lucentezza metallica; colore bianco puro; il metallo esposto all'aria facilmente si appanna, e finisce per annerire, coprendosi di un velo di solfuro.

Al cannello è fusibile facilmente, senza ossidarsi sensibilmente; solubile in acido nitrico: la soluzione così ottenuta trattata con HCl dà precipitato caseoso di cloruro, che imbrunisce alla luce.

Giaciture e località. — Come metallo nativo, l'ar-

Digitized by Google

gento è ben lontano dall'avere una importanza paragonabile a quella dell'oro; esso forma, di solito, piccole masse accessorie nei giacimenti argentiferi, per lo più di tipo filoniano.

In piccola quantità si trova nelle miniere del Sarrabus in Sardegna. Più comune e abbondante era, sopra tutto in passato, a Freiberg in Sassonia, nelle miniere dell'Erzgebirge, e in quelle di Kongsberg in Norvegia; abbondante può dirsi solo nei giacimenti del Chile e del Messico.

Rame.

Comp. chim.. — Cu, puro.

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. della fluorite. I cristalli, oltre all'ottaedro e al cubo, presentano frequentemente un tetracisesaedro; essi sono comuni, e anche abbastanza grossi, ma per lo più aggruppati, così che il riconoscimento delle forme non è troppo facile: frequentissimi gli accrescimenti dendritici (fig. 2, Tav. III); la fig. 183 mostra, schematizzato, un accrescimento di questo genere, di cristallini cubici, formanti un gruppo dendritico. Comune la geminazione secondo {111}.

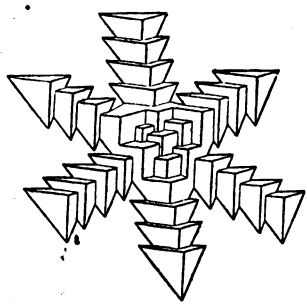


Fig. 183.

Sfaldatura non riconoscibile. Duttile e malleabile. *Durezza* = 2 ½-3. *P. spec.* = 8,9.

Digitized by Google

Lucentezza metallica; colore rosso caratteristico; esposto agli agenti atmosferici, il rame si macchia di verde o di azzurro, coprendosi di una patina di carbonato basico.

Al cannello fonde facilmente, diventando nero alla superfice per ossidazione, e tingendo in verde la fiamma. Si scioglie abbastanza bene in acidi, specie a caldo.

È un eccellente conduttore della corrente elettrica.

Giaciture e località. — Più ancora dell'argento, il rame, causa la sua facile ossidabilità, si trova abbastanza di rado in grandi masse allo stato nativo, e quasi mai a formare giacimenti secondari, alluvionali. Nelle nostre miniere di rame della Toscana (Montecatini), e della Liguria, si trova in piccole quantità, associato ai solfuri. Più copioso, ma come formazione di *cappello*, è nelle miniere della Spagna (Huelva), degli Urali, della Bolivia (Corocoro), e dell'Australia (Broken Hill). L'unica località dove il metallo nativo costituisca da solo una cospicua massa utile, di origine primaria, è la penisola di Keweenaw, sul Lago Superiore, nel Nord America; qui il rame, in masse considerevoli, non di rado splendidamente cristallizzato, e associato a calcite, quarzo, epidoto, prehnite e zeoliti diverse, talora anche ad argento nativo, si trova al contatto tra una roccia eruttiva basica (melafiro) e rocce sedimentarie clastiche (arenarie); evidentissimo è il suo legame genetico con la eruzione melafirica, e con i fenomeni idrotermali ad essa conseguenti.

Al gruppo dell'oro appartengono anche: il *mercurio*, che però si presenta solo in goccioline insignificanti, nella massa dei suoi minerali solforati (cinabro); e l'*amalgama*, miscela isomorfa di Hg e Ag, che in splendidi ma rari cristalli si trovava nelle

masse cinabrifere di Moschellandsberg, nel Palatinato Bavarese.

Platino.

Comp. chim. — Pt, contenente quantità varie, talora forti, di Fe, e di quei metalli, come l'iridio, l'osmio, il rutenio, il rodio e il palladio, che per la loro frequente presenza come impurità nel Pt nativo hanno ricevuto il nome di *metalli del platino*.

Forma cristallina. — Sistema monometrico; i cristalli, estremamente rari, sono imperfettissimi. Il metallo nativo si trova quasi esclusivamente in granuli irregolari interclusi, o in masse detritiche rotolate, come pagliuzze o pepiti (fig. 2, Tav. II).

Sfaldatura non riconoscibile. Duttile e malleabile.

Durezza = 4, e anche più se contiene molto iridio. *P. spec.* = 21; spesso il p. sp. è abbassato dal contenuto in Fe.

Lucentezza metallica; colore bianco, lievemente traente al grigio. Infusibile al cannello; inalterabile agli agenti atmosferici; insolubile in acidi; solubile in acqua regia.

Giaciture e località. — Benchè se ne conosca la giacitura primitiva, nelle peridotiti degli Urali, e secondo recenti osservazioni anche dell'Andalusia, dal punto di vista industriale sono soltanto i giacimenti secondari, alluvionali, che possono essere considerati importanti e coltivabili. Le prime sabbie platinifere conosciute furono quelle del fiume Pinto, nella Colombia; pagliuzze e granuli di platino si trovano poi in molte sabbie della Spagna (regione della Ronda, tra Malaga e Gibilterra), dell'Alaska, della California, del Brasile, della Gujana, della Nuova Zelanda, di Borneo, ecc. Ma i più notevoli fra tutti

sono i giacimenti platiniferi degli Urali; specialmente sul versante orientale, siberiano, della catena, nel Governo di Perm, si trovano vaste superfici formate da alluvioni platinifere, attivamente coltivate, non ostante che il loro tenore sia spesso estremamente basso: 2-4 gr. di platino per tonnellata.

Un leggero tenore in platino fu constatato in alcune masse di solfuri metallici, per es., nel Canadà.

La produzione del platino è assai scarsa, e, oggi specialmente, di molto inferiore alla ricerca per i bisogni dell'industria, così che il prezzo ne aumenta continuamente; questo costituisce un inconveniente non piccolo, essendo noto a tutti l'uso che del platino si fa nei laboratori chimici e nell'industria, in forma di filo, lamine, crogiuoli, capsule, rivestimenti di caldaje, ecc.

Iridosmina è chiamata una lega naturale di iridio e osmio, che in pagliuzze o in laminette a contorno esagonale, durissime, e difficilissimamente solubili in acqua regia, si trovano come accessorio in talune alluvioni platinifere.

Ferro.

Comp. chim. — Fe, di solito più o meno riccamente nichelifero.

Forma cristallina. — Sist. monometrico; non si trovano cristalli, bensì masse a struttura cristallina, con geminazione lamellare secondo {111}, e *sfaldatura* talora abbastanza distinta secondo {100}.

Durezza = 4 ½-5. *P. spec.* = 7,9 se puro.

Lucentezza metallica, colore grigio acciajo; all'aria umida si ossida con estrema facilità. Al cannello si ossida senza fondere. Solubile negli acidi. Fortemente magnetico.

Digitized by Google

Giaciture e località. — Causa la sua facilissima ossidabilità, il ferro nativo è molto raro sulla superfice terrestre, e pochissime sono le località dove si trovi del ferro metallico, di origine veramente tellurica. Le più grandi masse sono quelle trovate da Nordenskjöld sulle rive della baja di Ovifak, nell'isola Disko, sulla costa occidentale della Groenlandia, incluse nel basalto, e credute dapprima di origine meteoritica. Piccolissime quantità di ferro nativo, allo stato di pulviscolo diffuso, o di masserelle spugnose, si trovano anche in altri basalti, per esempio nell'Assia.

Ferro meteorico. — Ferro nativo, sempre riccamente nichelifero, si trova invece normalmente, in quantità maggiore o minore, in quelle masse di origine celeste che cadono di tanto in tanto sulla superfice terrestre, e son dette *meteoriti*. Alcune di queste sono composte in prevalenza di ferro, e son dette perciò *ferri meteorici*, o *sideriti*; altre sono composte in proporzioni quasi eguali di ferro e di minerali litoidi (silicati), e son dette *mesosideriti*, o *sideroliti*; in altre finalmente prevale la parte litoide, mentre la parte metallica costituisce solo un componente accessorio, talora anche scarso: e queste son dette *aeroliti*, o *pietre meteoriche*.

Nei ferri meteorici è frequente la struttura ottaedrica, a zone alternanti, più ricche e più povere di nichel; queste masse, segate e levigate, e poi trattate con acido nitrico diluito, presentano un reticolato formato da linee più lucenti e sporgenti, costituite dalle parti più ricche di nichel, e da fasce più larghe, opache e rientranti, formate dalla lega più povera, e perciò più attaccabile: queste figure son dette *figure di Widmanstätten* (fig. 184). Altri ferri hanno invece struttura cubica, e risultano da una

massa a composizione omogenea, povera di nichel, con numerose geminazioni lamellari; le tracce di queste son visibili sulla superfice levigata e acidata, come una sottile damaschinatura (*linee del Neumann*). Come componenti accessori dei ferri meteorici si trovano specialmente: *troilite*, solfuro di ferro FeS, molto simile e forse identica alla pirrotite; *schreibersite*, fosfuro $(Fe, Ni, Co)_3 P$; e *cohenite*, car-

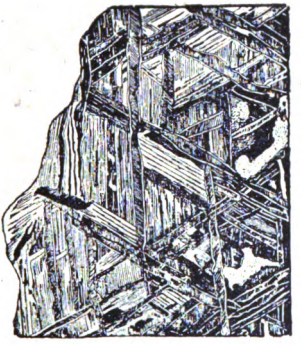


Fig. 184.

buro $(Fe, Ni, Co)_3 C$. Questi due ultimi non sono conosciuti come minerali di origine tellurica.

Le sideroliti son date per lo più da una spugna di ferro-nichel, le cui cavità sono occupate da granuli abbastanza grossi, talvolta con facce cristalline, di olivina $(Mg,Fe)_2SiO_4$.

Le aeroliti hanno composizione e aspetto abbastanza varî, ma contengono sempre granuletti di ferro-nichel metallico. La forma è quella di frammenti di roccia, a spigoli più o meno fortemente arroton-

Digitized by Google

dati, e coperti all'esterno da una crostina o patina nera di fusione, dovuta al calore sviluppato dalla compressione dell'aria atmosferica durante il loro passaggio (Tav. IV). Gli elementi litoidi prevalenti sono l'*olivina*, i *pirosseni*, particolarmente rombici $(Mg,Fe)SiO_3$, qualche *feldspato*, *troilite*, ecc.; caratteristica l'assenza di minerali idrati, e di quelli per la cui formazione è necessaria la presenza dell'acqua: manca, per es., il quarzo, e si trova invece, come grande rarità, una modificazione della silice, che pare identica alla tridimite tellurica, e fu chiamata *asmanite*.

È molto probabile che una composizione simile, ricca di ferro metallico e di silicati di magnesio e ferro, poverissima di composti di alluminio e dei metalli alcalini, presentino anche le parti più interne della Terra, costituenti la così detta *barisfera*, e a noi non accessibili direttamente; è noto infatti che il peso specifico medio della Terra (5,6) è enormemente superiore al p. spec. medio (2,75) delle rocce costituenti la parte della litosfera a noi direttamente accessibile.

Per lo più le masse meteoritiche non sono molto grandi, e specie gli aeroliti; ma di ferri meteorici ne sono stati trovati taluni del peso perfino di varie tonnellate.

Digitized by Google

CLASSE II.

SOLFURI, ARSENIURI, ECC.

1. Solfuri dei metalli fragili.

REALGAR.

Comp. chim. — AsS.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio; cristallini prismatici, tozzi, spesso ricchi di numerose e splendide faccettine.

Durezza = 1 ½-2. *P. spec.* = 3,6.

Lucentezza viva, adamantina; colore rosso-aurora; polvere giallo-arancio. Esposto all'aria e alla luce si altera, scolorandosi, e cade in polvere.

Al cannello fonde, dando fumi arsenicali di odore agliaceo, e anidride solforosa. Misto in polvere con nitro o clorato potassico, deflagra.

Giaciture e località. — Abbastanza diffuso, ma raramente in grandi quantità. Quale prodotto di sublimazione si osserva alla solfatara di Pozzuoli. Accessorio in qualche miniera di cinabro della Toscana, come produzione idrotermale; in masse compatte a Matra, pr. Moita, in Corsica. Bei cristalli vengono specialmente da: Kapnik e Felsöbanya in Ungheria; Allchar, in Macedonia; Valle di Binn, nel Vallese, entro la dolomia cristallina.

Digitized by Google

Usi del realgar. — Come colore è inservibile, per la sua instabilità; si impiega specialmente in pirotecnica, col nome di *rubino d'arsenico*; ma è in particolar modo il composto artificiale, ottenuto per fusione, quello che si adopera, essendo scarso il minerale naturale.

Orpimento.

Comp. chim. — As_2S_3.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, pseudo-rombico. Rari sono i bei cristalli; per lo più si trovano solo masse lamellari, con perfetta e facile *sfaldatura* {010}; le laminette di sfaldatura sono tenere e flessibili, non elastiche.

Durezza = 1 ½-2. *P. spec.* = 3,4.

Lucentezza adamantina, viva; colore giallo-oro, abbastanza stabile, anche in polvere. Al cannello dà le stesse reazioni del realgar.

Giaciture e località. — Accompagna frequentemente il realgar; si trova in masse abbastanza considerevoli nel Kurdistan (Asia Minore) e nell'Utah; da Luceram (Nizza) se ne trassero ricchi esemplari lamellari, con realgar.

Usi dell'orpimento. — Come colore si usa l'orpimento artificiale, più puro. Il minerale, macinato con calce, serve a formare il *rusma*, depilatorio molto noto in Oriente e da noi usato in conceria.

Antimonite.

Comp. chim. — Sb_2S_3. (Solfo 28,6, antimonio 71.4 %).

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina:

Digitized by Google

$$a : b : c = 0{,}9926 : 1 : 1{,}0179.$$

$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 89°,34'$$
$$(111) \wedge (1\bar{1}1) = 70,48$$
$$(110) \wedge (\bar{1}11) = 34,41$$

L'abito dei cristalli è prismatico, di solito allungatissimo secondo l'asse verticale (Tav. V). Nella combinazione della fig. 185 abbiamo: $m = \{110\}$, $b = \{010\}$, $p = \{111\}$, $v = \{121\}$.

Sfaldatura facile e perfetta secondo {010}.

Oltre che in distinti cristalli, l'antimonite, o *stibnite*, si presenta frequentemente in masse bacillari raggiate, o fibroso-compatte.

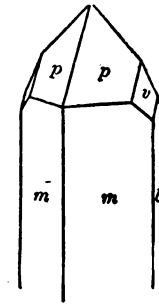


Fig. 185.

Durezza = 2. *P. spec.* = 4,6.

Lucentezza metallica; colore grigio piombo.

Al cannello fonde molto facilmente, e si ossida, coprendo il carbone di una larga aureola bianca di Sb_2O_3.

Giaciture e località. — Abbastanza abbondante in Toscana, sia come accessorio nei giacimenti cinabriferi (Selvèna), sia principalmente a Pereta, in provincia di Grosseto, e alle Cetine di Cotorniano, in provincia di Siena; da queste due ultime località vengono anche gruppi di bei cristalli, freschi, o alterati con formazione di solfo e di ossidi d'antimonio. Compatta, e meno interessante per il collezionista, ma abbondante, è l'antimonite a Su Suergiu, presso Villasalto, e altre vicine miniere, in provincia di Cagliari.

I più splendidi e grossi cristalli di antimonite vengono da Ichinokawa, prov. di Jyo, isola di Shikoku, Giappone; ma notevolissimi sono pure i giacimenti di Wolfsberg nell'Harz, di Felsöbanya in Ungheria,

Digitized by Google

della Cornovaglia, di Borneo, della Nuova Galles del Sud, ecc.

Usi dell'antimonite. — È il principal minerale da cui si estrae l'antimonio; qualche volta è aurifero.

Ricorderemo qui di passaggio un altro solfuro, e cioè la *bismutinite* Bi_2S_3, isomorfa con la antimonite, e ad essa molto simile per la forma cristallina, l'aspetto e il colore; l'aureola sul carbone è però gialla. Importante è specialmente il giacimento di Tazna, in Bolivia; ma ne fu trovata, in sensibile quantità, anche a Brosso (Ivrea), nel giacimento piritoso; in tracce a Boccheggiano (Toscana), nella pirite; e sopra Pisogne, sul Lago d'Iseo, con calcopirite. Fu pure trovata a Crodo, in Valle d'Ossola; ma non si hanno notizie precise sul giacimento.

MOLIBDENITE.

Comp. chim. — MoS_2 (solfo 40,0, molibdeno 60,0%).

Forma cristallina. — Si presenta in lamine a contorno esagonale, con facile e perfetta *sfaldatura* secondo la base.

Durezza = 1 ½. *P. spec.* = 4,8.

Lucentezza metallica; colore grigio piombo. Somiglia assai alla grafite, anche perchè, come questa, è untuosa al tatto, tenerissima, e lascia una traccia grigia se venga strofinata sulla carta. Si distingue facilmente per il p. sp. e perchè con acido nitrico imbianca; al cannello, trattata con la fiamma ossidante, copre il carbone di una lieve aureola biancastra, che, lambita con la fiamma riducente, diventa azzurro indaco.

Giaciture e località. — In Italia se ne traggono piccole quantità da varie località della Calabria (Bi-

Digitized by Google

vongi), e della Sardegna, specialmente da Gonnosfanàdiga, dove il minerale si presenta in filoncelli a matrice quarzosa, con frequente parziale alterazione in *molibdite* (ocra di molibdeno, ossido terroso o aciculare, gialliccio, di composizione ancora incerta). Se ne hanno pure tracce a Traversella, in qualche località del Biellese, nel granito di Montorfano, nel porfido a facies granitoide di Cuasso al Monte presso Porto Ceresio, ecc. Laminette estremamente esili furono osservate nelle cavità della trachite di Zovon (Euganei), con tridimite.

Giacimenti importanti si conoscono in Norvegia, (Arendal), nel Queensland, ecc.; larga diffusione ha poi la molibdenite nei giacimenti stanniferi filoniani dell'Erzgebirge sassone (Altenberg, Zinnwald, Schlaggenwald), e nella Cornovaglia. Grossi cristalli vengono dal Canadà (Renfrew Co., Ontario), e dal Madagascar (Tongafeno).

Usi della molibdenite. — Oltre che nella industria degli acciai speciali al molibdeno, si impiega per la preparazione del molibdato ammonico, reattivo assai noto ed usato.

2. Solfuri, ecc. dei metalli.

Galena.

Comp. chim. — PbS (solfo 13,4, piombo 86,6 %). Non di rado argentifera.

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. della fluorite. Prevalenti di solito il cubo e l'ottaedro (Tav. VI), ma si hanno pure cristalli più ricchi di forme. Quello della fig. 186 è la combinazione del cubo con l'ottaedro e con due triacisottaedri, dai simboli {221} e {331}. Comuni i geminati secondo {111}.

Digitized by Google

Sfaldatura facile e perfettissima secondo le facce del cubo.

Durezza = 2,5. *P. spec.* = 7,5.

Lucentezza metallica viva; colore grigio piombo chiaro, brillante sulla frattura fresca.

Al cannello fonde, e dà un'aureola giallo-bruna di ossido di Pb; alla fiamma riducente, e meglio con aggiunta di carbonato sodico, si ottiene agevolmente il globulo di Pb metallico.

I cristalli sono frequenti, ma assai più le masse spatiche o granulari, talvolta a grana finissima, fino a compatte.

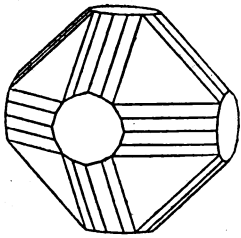


Fig. 186.

Alterazioni sono molto facili in presenza degli agenti atmosferici, al cappello dei giacimenti; si ottengono così varî minerali ossigenati del piombo, tra i quali i più comuni e caratteristici sono la *cerussite* $PbCO_3$, l'*anglesite* $PbSO_4$, la *piromorfite* $(PbCl)Pb_4(PO_4)_3$.

Giaciture e località. — La galena è uno dei più comuni e abbondanti minerali metallici; si trova specialmente in filoni, non di rado molto potenti, accompagnata da calcite, quarzo, fluorite, baritina, ecc. In Sardegna, nell'Iglesiente, abbiamo numerosi e importanti giacimenti filoniani, coltivati nelle miniere di Monteponi, Montevecchio, Malfidano, ecc. Splendidi i cristalli di galena della miniera del Bottino presso Seravezza, nelle Alpi Apuane. In Lombardia esistono filoni di galena nel Varesotto, in Val Ganna; in Valsassina a Camisolo; nel Veneto presso Schio; galena come accessorio si presenta pure frequentemente associata ai minerali di zinco delle valli bergamasche, di cui si dirà più avanti.

Tra le località estere da cui si hanno splendide druse cristallizzate di galena ricorderemo solo: Freiberg, in Sassonia; Clausthal, Neudorf, Andreasberg, nell'Harz; Pribram, in Boemia; e numerose miniere della Cornovaglia, del Derbyshire, del Cumberland, in Inghilterra. Colossali per dimensioni, e brillantissimi, i cubi delle miniere di Joplin, nel Missouri, U. S. A.

Usi della galena. — Essa costituisce il principal minerale non solo del piombo, ma anche dell'argento; questo metallo vi si trova contenuto in proporzione esigua, ordinariamente da 0,5 a 2,5 $^0/_{00}$, ma se ne estrae facilmente, e spesso costituisce il principale profitto della coltivazione industriale.

Notevole esempio di isodimorfismo è il gruppo argentite-calcocite. Esso comprende i solfuri, i seleniuri e i tellururi di Ag e di Cu'; Ag_2S, Ag_2Se e Ag_2Te sono monometrici e isomorfi tra loro; la forma naturale di Cu_2S (calcocite) è invece rombica, ma lo stesso composto si può ottenere artificialmente in una fase monometrica, isomorfa con Ag_2S.

L'*acantite*, descritta come la modificazione rombica di Ag_2S, isomorfa con la calcocite, sembra invece non essere altro che argentite, in cristalli singolarmente sproporzionati.

Argentite.

Comp. chim. — Ag_2S (solfo 12,9, argento 87,1%).

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. esacisottaedrica. Le forme più comuni sono il cubo e l'ot-

taedro. Frequenti pure le geminazioni secondo {111}. I cristalli sono spesso assai imperfetti.

Sfaldatura distinta manca; il minerale è plastico, malleabile e sèttile; ciò che lo distingue con tutta facilità dalla galena, ch'è invece fragilissima.

Durezza = 2. *P. spec.* = 7,3.

Lucentezza metallica e colore grigio scuro, sulla frattura fresca; all'aria si appanna.

Al cannello fonde facilmente, e alla fiamma ossidante dà il globulo di argento metallico.

Giaciture e località. — Si trova, con altri minerali d'argento, nei filoni del Sarrabus in Sardegna (Monte Narba, Giovanni Bonu, Tuviois, ecc). In cristalli e masse compatte nelle miniere dell'Erzgebirge sassone, e a Freiberg; a Schemnitz in Ungheria; e particolarmente nel Messico (Guanajuato, Arizpe, ecc.), nel Nevada (Comstock Lode), e nel Chile (Chañarcillo).

Usi dell'argentite. — È uno dei più preziosi e ricchi minerali dell'argento.

Isomorfa con l'argentite è la *hessite* Ag_2Te, anch'essa monometrica, e con aspetto e proprietà fisiche così simili all'argentite, da poterla con questa confondere; ma la presenza del tellurio si mette in evidenza facilmente scaldando in una provetta un po' di raschiatura del minerale con un paio di cmc. di H_2SO_4 concentrato; il liquido si tinge di un rosso-rubino intenso e caratteristico, che scompare con la diluizione. Si trova in Transilvania e nel West Australia, nei filoni auro-argentiferi.

Calcocite.

Comp. chim. — Cu_2S (solfo 20,2, rame 79,8 %).

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina;

Digitized by Google

$$a : b : c = 0{,}5822 : 1 : 0{,}9701$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 60°{,}25'$$
$$(111) \wedge (001) = 62{,}35.$$

I cristalli hanno uno spiccato abito pseudo-esagonale. Frequenti le geminazioni, con incrociamento e con aggruppamenti spesso complicati, secondo varie leggi.

Sfaldatura indistinta, frattura concoide.

Durezza = 2 ½-3. *P. spec.* = 5,7.

Lucentezza metallica, non molto viva; colore grigio scuro. Frequente è una leggera iridescenza azzurra superficiale; con l'alterazione il minerale si macchia di verde.

Al cannello fonde facilmente, tingendo di verde la fiamma; il colore della fiamma è invece azzurro se il globulo si umetta con HCl. Ossidata prima bene al cannello, e poi ridotta in presenza di carbonato sodico, dà il globulo di Cu.

Alterazioni. — Gli agenti atmosferici la ossidano, con formazione di *malachite* $Cu(OH)_2.CuCO_3$, e talora di *azzurrite* $Cu(OH)_2.2\,CuCO_3$.

Giaciture e località. — Raramente in cristalli, più spesso in masse compatte, la calcocite si presenta, associata ad altri minerali di rame, nelle nostre miniere di Toscana (Montecatini in Val di Cècina), di Liguria, e in quella di Calabona (Alghero). I più bei cristalli sono quelli di Redruth e altre miniere di Cornovaglia; compatta e abbondante in Siberia, in Bolivia, negli Stati Uniti (Anaconda Mine, Montana).

Una miscela isomorfa, rombica, di Ag_2S con Cu_2S è la *stromeyerite* di Siberia.

Un altro numeroso e complesso gruppo di solfuri metallici è quello che si potrebbe chiamare blenda-

cinabro. Questo comprende una serie di minerali monometrici, esacistetraedrici come la blenda, e una serie di minerali esagonali come la wurtzite, o trigonali come il cinabro. Varî dei termini di questo gruppo sono dimorfi: così ZnS, che si presenta monometrico come blenda, esagonale come wurtzite; e HgS, monometrico come metacinnabarite, trigonale come cinabro; e costituiscono in certo modo un legame tra le due serie.

BLENDA.

Comp. chim. — ZnS (solfo 33,0, zinco 67,0 %); spesso contiene quantità varie di FeS e CdS, come miscela isomorfa.

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. esacistetraedrica (cl. della blenda). I cristalli sono frequenti e belli; le forme più comuni sono i due tetraedri, per lo più con prevalente sviluppo di uno di essi. Combinati con questi si trovano pure frequentemente il cubo e un triacistetraedro {311}, a facce spesso curve. Il cristallo della fig. 187 è la combinazione dei due tetraedri (notare il disuguale sviluppo e il diverso aspetto delle facce), col cubo, le cui facce sono striate parallelamente alla loro intersezione con quelle del tetraedro destro. Geminazioni assai comuni secondo {111}, talora con ripetizione polisintetica lamellare.

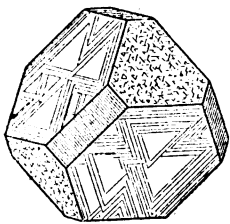


Fig. 187.

Sfaldatura caratteristica, facile e perfetta secondo il rombododecaedro.

Digitized by Google

Durezza = 3 ½-4. *P. spec.* = 3,9-4,1.

Lucentezza viva, tra la resinosa e l'adamantina, talora quasi metallica.

Colore vario; frequenti il giallo e il bruno, fino al bruno nerastro o al rosso-bruno; talora nero in massa, nelle varietà molto ricche di FeS (*marmatite*). La polvere è sempre chiara, bianco-gialliccia o. bruniccia.

Al cannello la blenda scoppietta, e si ossida con difficoltà, dando aureola di ZnO, bianca a freddo, gialla a caldo; quest'aureola, bagnata con nitrato di cobalto, e di nuovo scaldata alla f. o., diventa verde. Il minerale si scioglie in HCl, svolgendo H_2S.

Giaciture e località. — In noduli e cristalli interclusi nel calcare, la blenda si trova in quantità in Valle Seriana e Valle Brembana, e specialmente presso Gorno, Oneta e S. Pietro d'Orzio; in filoni a matrice quarzosa nei micascisti presso Gignese, alle falde del Mottarone. Cristalli si trovano in varie miniere di Sardegna (Gennamari; specialmente grossi e distinti a Rosas, nel Sulcis); bellissimi quelli neri di marmatite del Bottino pr. Seravezza. Abbandonate sono ora le miniere di Bòvegno, in Val Trompia; blenda compatta bruno-nerastra è quella che venne estratta dal filone di Carona, sopra Cedégolo in Val Camonica; ricca di blenda compatta è la miniera dello Schneeberg, nell'Alto Adige (Val Passiria). Nelle miniere di Massa marittima si hanno grossi cristalli interclusi, ma sono pure frequenti varietà raggiate, che presentano una certa rassomiglianza con la wurtzite di Přibram.

Come località fertili di magnifici cristalli, che si ammirano in tutte le collezioni, ricorderemo: Rodna in Transilvania; Kapnik in Ungheria; Přibram in Boemia; Alston Moor nel Cumberland; Joplin nel Missouri; stupendi per nitidezza quelli gialli traspa-

renti che si trovano nelle cavità della dolomia saccaroide della Valle di Binn nel Vallese, e molto più raramente nel marmo di Carrara.

Usi della blenda. — È uno dei principali minerali da cui si estrae lo zinco.

Alla stessa classe di simmetria della blenda appartengono i cristalli di una rara modificazione del solfuro di mercurio HgS, la *metacinnabarite*; i cristallini tetraedrici, neri, spesso aggruppati, si presentano raramente nelle nostre miniere cinabrifere di Toscana, a Idria nell'Istria orientale, e in California, associati alla prevalentissima modificazione rossa, il cinabro.

Una varietà zincifera di metacinnabarite è la così detta *leviglianite*, trovata nell'antica miniera di Levigliani, pr. Seravezza (Alpi Apuane).

Cinabro.

Comp. chim. — HgS (solfo 13,8, mercurio 86,2 %).
Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. del quarzo.

$$\alpha = 92°,30'.$$

$$(100) \wedge (010) = 87°,23'$$
$$(100) \wedge (111) = 52,54$$

Nel cristallo rappresentato, in proiezione sulla base, dalla fig. 188, si ha: $m = \{2\bar{1}\bar{1}\}$, $d = \{111\}$, $n = \{100\}$, $g = \{110\}$, $h = \{55\bar{1}\}$, $n' = \{22\bar{1}\}$, $l = \{11\bar{1}\}$, $D = \{421\}$; quest'ultima forma è un trapezoedro trigonale positivo destro.

I cristalli però sono rari e spesso poco bene sviluppati; più comuni le masse granulari, molto impure.

Sfaldatura perfetta secondo $\{2\bar{1}1\}$.

Durezza = 2-2 ½. *P. spec.* = 8,1.

Lucentezza adamantina viva, sulle facce di cristallo o di sfaldatura; colore rosso vermiglione se il minerale è puro.

Scaldato nel tubo chiuso con carbonato sodico ben secco, dà una rugiada di goccioline di mercurio sulla parte fredda del tubo.

Giaciture e località. — Il cinabro si trova specialmente come impregnazione in rocce diverse, spesso disseminato in piccola quantità; nei litoclasi e nelle cavità si trovano le masserelle più pure, e i cristalli.

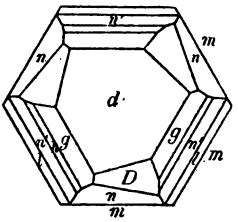


Fig. 188.

In Toscana abbiamo intorno al Monte Amiata importanti miniere cinabrifere, delle quali la più notevole per produzione è quella di Abbadia San Salvatore; il cinabro vi è disseminato, o diffuso allo stato di fina impregnazione, in varie rocce sedimentarie, argillose, calcaree od arenacee; più raramente si trova disseminato nella trachite. Cospicui sono pure i giacimenti di Idria, nella Venezia Giulia, dove col cinabro si trovano sensibili quantità di idrocarburi. Una certa produzione fornirono in passato le miniere di Vallalta di Gosaldo e di Sagrón, al confine tra il Cadore e il Trentino. Tracce se ne hanno in Valsàssina (Margno).

Altri giacimenti importantissimi sono quelli di Almaden, in Spagna; di Nikitowka, Gov. di Ekaterinoslaw, in Russia; e della California.

Usi del cinabro. — È questo il principal minerale del mercurio. Come colore (vermiglione) si usa il cinabro artificiale, più puro.

Digitized by Google

La *greenockite*, solfuro di cadmio CdS, è un minerale raro, che si presenta in cristallini esagonali, con asse senario polare, quali abbiamo imparato a conoscere a pag. 87, fig. 59; relativamente più frequente è sotto forma di patina pulverulenta, di color giallo canarino vivo, sulle blende di varie località di Lombardia e di Sardegna.

La *wurtzite*, isomorfa con la precedente, è la modificazione esagonale del solfuro di zinco ZnS; si presenta per lo più in masse brune, a struttura raggiata (» blenda raggiata »); non è rara a Přibram in Boemia. In Italia è citata come presente a Spannocchia nella Montagnola Senese; ma non è escluso che si possa trattare di blenda raggiata.

Esagonale è pure la *niccolite*, arseniuro di nichelio NiAs (nichel 43,9 %); rara in cristalli, si presenta di solito in masse compatte, di color rosso rame chiaro, con p. spec. = 7,6. È un importante minerale del nichelio; da noi non si è trovata che in piccole quantità in Sardegna (Nieddoris), e in Valsàssina (Cortabbio), ecc. Più diffusa assai, con arsenico nativo, è nei filoni argentiferi dell'Erzgebirge sassone; in cristalli distinti a Sangerhausen, in Turingia; abbondante a La Rioja, nell'Argentina.

Isomorfa con la niccolite, e ad essa assai simile per l'aspetto, è la *breithauptite*, antimoniuro di nichelio NiSb, che pur raramente si trova nel Sarrabus, in Sardegna.

Ricorderemo anche la *millerite*, NiS, che in piccoli ciuffi di sottili aghetti del sistema trigonale, di un bel colore giallo ottone, si trova in varie miniere dell'Assia, della Sassonia e dell'Harz; in Italia se ne trovarono tracce specialmente a Bombiana e al M. Acuto Ragazza nel Bolognese, e in qualche località di Sardegna.

A questo gruppo si può ascrivere pure la *covellite*

CuS (rame 66,4 %), che si presenta raramente in cristalli esagonali, di solito in masse compatte o lamellari, di un bel colore azzurro-indaco iridescente, e di un peso spec. = 4,6. Scarsa come incrostazione sulla lava vesuviana, si trova in proporzioni tali da essere utilizzata come minerale del rame in talune località del Chile, del Canadà, ecc. Bellissime lamine cristalline si trovano nella miniera di Calabona (Alghero); la covellite fu pure osservata, mista con pirite, presso Gressoney.

Pirrotite.

Comp. chim. — Vicina a quella richiesta dalla formula FeS (solfo 36,5, ferro 63,5 %), ma con un leggero eccesso di solfo, così che la formula se ne scrive ordinariamente $Fe_n S_{(n+1)}$, dove n oscilla tra 5 e 16; probabilmente la pirrotite pura risponde alla formula FeS, e l'eccesso di solfo che vi si trova è allo stato di soluzione solida.

Frequentemente nichelifera e cobaltifera.

Forma cristallina. — Sist. esagonale; ma i cristalli sono piuttosto rari; il minerale si presenta di solito in masse compatte.

Durezza = 4. *P. spec.* = 4,6.

Lucentezza metallica; colore giallo bronzo, che si vela di bruno all'aria.

Abbastanza sensibilmente magnetica; onde il nome di *magnetopirite* che ha pure ricevuto da alcuni.

Al cannello fonde, dando un globulo magnetico, e anidride solforosa, dall'odore penetrante caratteristico. Con HCl svolge H_2S.

Giaciture e località. — La pirrotite è sopra tutto abbondante quale prodotto di segregazione magmatica in rocce eruttive basiche, come gabbri e simili.

Digitized by Google

In tali condizioni, e sensibilmente nichelifera (2-4% in media), si trova in molte località della Val Sesia e dell'Ossola, dove fu pure attivamente coltivata in passato; e in masse imponenti al Canadà. Associata a pirite, forma un poderoso banco a Bodenmais, in Baviera; cristalli distinti, non comuni, si trovarono allo Schneeberg (Val Passiria, Alto Adige), nello scavo della galleria del Bristenstock (Uri), e a Morro Velho nel Brasile.

Identica con la pirrotite sembra essere la *troilite*, che si osserva con molta frequenza, e talora veramente abbondante, nelle meteoriti.

Usi della pirrotite. — Dove non sia nichelifera è un povero minerale, che si può mescolare a pirite per produrre anidride solforosa, per la preparazione dell'acido solforico. Al Canadà costituisce un importantissimo minerale del nichelio.

Il disolfuro di ferro FeS_2 è dimorfo, potendo trovarsi in natura come pirite, monometrica, e come marcasite, rombica. Questo composto fa da legame tra le due serie di un vasto gruppo isodimorfo, costituito da un certo numero di disolfuri, solfoarseniuri, diarseniuri e composti analoghi, in parte monometrici e isomorfi o simmorfi con la pirite, in parte rombici e isomorfi con la marcasite.

Pirite.

Comp. chim. — FeS_2 (solfo 53,5, ferro 46,5 %).

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. diacisdodecaedrica, detta cl. d. pirite. Le forme più comuni sono: il cubo {100}, il pentagonododecaedro di-

Digitized by Google

retto {210}, l'ottaedro {111}, e tra i diacisdodecaedri specialmente {321} e {421}. Una combinazione molto comune abbiamo visto nella fig. 49, a pag. 78; nitidi pentagonododecaedri {210} sono i cristalli della Tav. VII; combinazione del cubo col pentagonododecaedro {210} è il cristallo della fig. 189; in quello della fig. 190 finalmente abbiamo $e = \{210\}$, $o = \{111\}$, $s = \{321\}$. L'abito e le forme variano però assai con la località. Geminati frequenti sono quelli di due

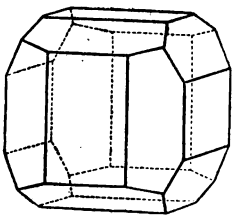


Fig. 189.

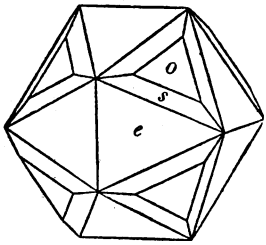


Fig. 190.

pentagonododecaedri incrociati, simmetrici rispetto ad una faccia di rombododecaedro (fig. 102, pag. 126).

Sfaldatura indistinta; frattura concoide.

Durezza = 6 ½. *P. spec.* = 5.

Lucentezza metallica; colore giallo chiaro; il colore della polvere è nero.

Al cannello la pirite fonde, brucia con fiamma azzurrognola e odore di SO_2, e sul carbone dà un globulo fortemente magnetico.

Alterazioni sono frequenti, specialmente con produzione di *limonite* o *göthite* (idrossidi); comuni anche le pseudomorfosi di questi composti, su pirite.

Giaciture e località. — Bellissimi e grossi cristalli si

Digitized by Google

hanno dai banchi di contatto di Brosso e Traversella, presso Ivrea; molto nitidi sono pure quelli che trovansi misti alla ematite nei giacimenti ferriferi dell'Elba, specialmente a Rio. Pirite, spesso mista a calcopirite, cristallizzata, granulare o compatta, si trova in molte miniere della Liguria (Libiola), della Toscana (Boccheggiano), della Val d'Aosta, e di altre località delle Alpi Piemontesi; a Gavorrano (Grosseto) è abbondante; all'isola del Giglio è accompagnata da fluorite rosea. Notevole perchè aurifera, benchè con tenore assai basso, è la pirite che, insieme ad arsenopirite, forma il minerale dei filoni auriferi della Valle Anzasca, della Val Sesia, della Valle di Brusson, di Gondo, ecc. La pirite è, del resto, uno dei più comuni tra i minerali, frequente anche come intercluso in rocce diverse: nel marmo di Carrara, nelle pietre ollari (scisti cloritici) della Val Malenco, ecc. Interessanti, per una struttura che accenna forse a pseudomorfosi, sono i cristalli cubici interclusi nelle marne della Valle del Dardagna, nell'Appennino Bolognese.

Nella regione di Rio Tinto (Spagna Meridionale) si hanno potenti banchi di pirite compatta, più o meno cuprifera, perchè mista a calcopirite. Discreti cristalli sono frequenti nei giacimenti metalliferi filoniani della Westfalia, della Sassonia, e nella ematite del banco di siderite di Waldenstein, in Carinzia.

Usi della pirite. — Quando non sia aurifera, nel qual caso serve prima di tutto per la estrazione del metallo prezioso, la pirite è essenzialmente un minerale del solfo, e viene impiegata per la preparazione di SO_2, destinato ad essere trasformato in H_2SO_4. È difatti l'industria dell'acido solforico, la cui richiesta aumenta sempre, specialmente per la preparazione dei concimi chimici (perfosfati), che as-

Digitized by Google

sorbe quasi interamente la nostra considerevole produzione di pirite. Anticamente era usata per farne acciarini, perchè percossa dà scintille.

Isomorfa con la pirite è la *cobaltite*, solfoarseniuro di cobalto, CoAsS, minerale di una bella tinta rosea, con lucentezza metallica, che si presenta di solito in cristalli pentagonododecaedrici, molto simili a quelli di pirite, semplici o combinati col cubo. *Durezza* = = 5 ½. *P. spec.* = 6. Una volta era ricavata specialmente dalla Svezia e dalla Norvegia; giacimenti cospicui sono quelli di Daschkessan, nel Caucaso.

Allo stesso gruppo spetta la *smaltite*, di-arseniuro di cobalto, $CoAs_2$, spesso più o meno nichelifera, pur monometrica, ma meno nitidamente cristallizzata, con lucentezza metallica, color bianco stagno, *durezza* = 5 ½. *P. spec.* = 6,5. Caratteristica sopra tutto dei giacimenti filoniani della catena metallifera sassone-boema; abbondante, in cristalli distinti, presso Huelva in Spagna; piccole quantità se ne ricavarono in passato da Usseglio, in Piemonte.

Entrambi i minerali ultimi ricordati servono specialmente per la preparazione industriale dello *smalto*, o azzurro di cobalto.

Isomorfa con essi, ma non troppo comune, è la *cloantite*, $NiAs_2$.

Rara assai è poi la *ullmannite* NiSbS, che abbiamo ricordato come esempio tipico della classe pentagonododecaedrico-tetraedrica; essa è quindi simmorfa e non isomorfa con gli altri minerali del gruppo. Ne abbiamo bei cristalli, ma in scarsa quantità, in alcune miniere argentifere del Sarrabus, in Sardegna (Masaloni, Monte Narba).

Il corrispondente solfo-arseniuro NiAsS è la *gersdorffite*; in masserelle compatte, con niccolite, fu

Digitized by Google

trovata eccezionalmente nei filoni baritici della Valsàssina (Cortabbio).

A questo gruppo va ascritta pure la *hauerite* MnS_2, che in cristalli ottaedrici o cubottaedrici si rinviene nelle argille solfifere di Raddusa in Sicilia e di Kalinka in Ungheria. Essa però è bruna, senza lucentezza metallica, e translucida nelle scaglie più sottili. Sfaldatura {100}.

MARCASITE.

Comp. chim. — FeS_2, come la pirite.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina: $a:b:c = 0{,}7662:1:1{,}2342$. Cristalli prismatici, di solito geminati secondo le facce del prisma verticale {110}; comuni i gruppi a freccia, a ferro di lancia, a cresta, e quelli ciclici di cinque individui, a rosetta. Frequente anche in noduli e gruppi raggiati (Tav. VIII).

Sfaldatura prismatica, poco distinta.

Durezza circa = 6. *P. spec.* = 4,9 circa.

Lucentezza, colore e reazioni chimiche come nella pirite, della quale ha la stessa composizione. È però meno stabile della modificazione monometrica, e si altera con estrema facilità.

Giaciture e località. — È un minerale assai comune e diffuso, ma che raramente si trova in grandi masse. Bei cristalli sono interclusi nelle marne di Folkestone, sulla Manica; druse vistose si hanno pure dalle ligniti di alcune località presso Carlsbad, in Boemia. Quando sia compatta, non è facile distinguerla dalla sua eteromorfa, la pirite, con la quale ha pure comuni le applicazioni industriali.

Digitized by Google

Arsenopirite.

Comp. chim. — FeAsS (solfo 19,7, arsenico 46,0, ferro 34,3 %).

Forma cristallina. — Sist. rombico: $a : b : c = 0{,}6773 : 1 : 1{,}1882$. L'arsenopirite è isomorfa con la marcasite; i suoi cristalli, pure prismatici, sono spesso geminati incrociati di due individui, simmetrici rispetto ad una faccia di prisma orizzontale {101}. Un geminato di questo tipo è quello della fig. 191, nella quale $M = \{110\}$, $l = \{011\}$, $r = \{\sigma 14\}$.

Sfaldatura prismatica, poco distinta.

Durezza = 5 ½-6. *P. spec.* = 6.

Lucentezza metallica, colore bianco-stagno. Al cannello, sul carbone, dà fumi arsenicali con odore agliaceo, poi odore di SO_2, e un globulo magnetico.

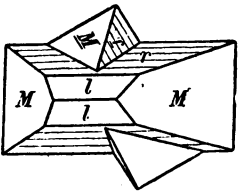


Fig. 191.

Giaciture e località. — Mista a pirite, e aurifera come questa, si trova nei filoni già ricordati della Valle Anzasca e d'altre località intorno al Monte Rosa; comune presso Levico, Roncegno e altre località della Valsugana.

Argentifera è l'arsenopirite tanto diffusa nei filoni metalliferi di Freiberg, in Sassonia. In masse notevoli, interclusa nel serpentino, e scarsissimamente aurifera, è l'arsenopirite di Reichenstein, in Slesia.

Una varietà cobaltifera di arsenopirite può essere considerato il *glaucodoto* (Co,Fe)AsS, che in bei cristalli rombici prismatici, di un bianco-stagno lucente, si trova in Svezia, al Chile, ecc.

Digitized by Google

Affatto simile all'arsenopirite, e legata anzi con essa da miscele isomorfe in varie proporzioni, è la *löllingite*, di-arseniuro di ferro $FeAs_2$ (arsenico 72,8, ferro 27,2 %); il colore è lo stesso, ma il p. sp. = 7,2 circa. Viene da Lölling e Hüttenberg, in Carinzia.

A questo stesso gruppo appartiene la *rammelsbergite* $NiAs_2$, modificazione rombica del composto della cloantite; ne furono segnalate tracce a Cruvin, presso Bruzolo, in Val di Susa.

Alla classe dei solfuri ecc. spetta finalmente un certo numero di di-tellururi, per lo più ricchi di metalli nobili, costituenti il *gruppo della silvanite*.

Silvanite.

Comp. chim. — $(Au,Ag)Te_2$. È un di-tellururo d'oro e argento, nel quale il rapporto di quantità fra i due metalli varia alquanto, dando luogo a tipi e varietà diversi.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio. I cristalli, non molto vistosi, sono per lo più riuniti in gruppi dendritici, che simulano una scrittura, onde il nome di « oro grafico » dato spesso al minerale.

Sfaldatura perfetta secondo {010}.

Durezza = 2. *P. spec.* = 8 circa.

Lucentezza metallica; colore bianco giallìccio.

Con H_2SO_4 concentrato caldo, si ha la reazione rossa del tellurio. Sul carbone, alla fiamma ossidante, globulo bianco giallìccio di oro argentifero.

Giaciture e località. — La vera silvanite, in cui il rapporto Au : Ag = 1, si trova con oro nativo nei

Digitized by Google

filoni di Nagyag, Offenbanya e altre località di Transilvania. Più ricca d'oro è la varietà detta *calaverite*, di Calaveras Co., in California. Altri metalli, in miscela varia, contiene la varietà *kalgoorlite*, di Kalgoorlie nel West Australia.

Un tellururo di composizione assai complessa, ricco di Pb, ma contenente una buona proporzione anche d'oro, è la *nagyagite*, che si presenta in lamelle rombiche, di colore grigio-piombo scuro, con facile sfaldatura basale, tenere e pieghevoli, nelle miniere di Transilvania già ricordate per la silvanite.

In appendice ai solfuri può essere ricordata come curiosità, per il suo bel colore rosso, la *chermesite*, ossi-solfuro d'antimonio Sb_2S_2O, che, in ciuffetti di aghi cristallini del sistema monoclino, si presenta, insieme con gli ossidi dell'antimonio, quale prodotto di alterazione, in molte miniere di antimonite, come quella delle Cetine nel Senese, quelle di Su Leonargiu, di Genna Flumini, e altre della Sardegna, e parecchie d'Ungheria.

Digitized by Google

Classe III.

SOLFOSALI.

Bornite.

Comp. chim. — La bornite pura ha composizione costante, rispondente alla formula $Cu_5 Fe S_4$; ma essa è frequentemente impura di calcopirite, o di calcocite, e perciò nelle analisi del minerale non ben controllato per purezza si hanno sensibili oscillazioni. Il Dana la colloca tra i così detti « solfuri intermedi », i quali sono in realtà da considerare come solfosali.

Forma cristallina. — Sist. monometrico. I cristalli, cubottaedrici, sono assai rari e imperfetti; di solito la bornite si presenta in masse compatte.

Durezza = 3. *P. spec.* = 5.

Lucentezza metallica; sulla frattura fresca il minerale ha colore bronzeo, passante al rosso-rame; ma esposto all'aria si copre con facilità di una patina di ossidazione iridescente, con splendidi e vivi colori. Da ciò la bornite ha preso i nomi di *rame pavonazzo* e di *erubescite*, coi quali pure è frequentemente designata.

Al cannello fonde, dando un globulo che, bagnato con acido cloridrico, tinge in azzurro la fiamma.

Giaciture e località. — Associata a calcopirite, ma in quantità subordinata, si trova nelle nostre mi-

Digitized by Google

niere di rame della Liguria e della Toscana (Montecatini). Qualche grosso cristallo icositetraedrico fu trovato presso Windischmatrei, sul versante meridionale degli Alti Tauri.

Con calcocite e calcopirite è diffusa quale impregnazione epigenetica negli scisti cupriferi di Mansfeld, in Germania. Cristallizzata trovasi in Cornovaglia. Abbondante in varie miniere americane, specie del Montana, della Bolivia, ecc.

Usi della bornite. — È uno dei migliori e più ricchi minerali del rame.

Calcopirite.

Comp. chim. — $CuFeS_2$ (solfo 35,0, rame 34,5, ferro 30,5 %). Anche questo composto è considerato dal Dana come un solfuro intermedio.

Forma cristallina. — Sist. tetragonale, cl. scalenoedrica tetragonale, che abbiamo appunto chiamato cl. della calcopirite.

$$a : c = 1 : 0{,}9852.$$

$$(111) \wedge (1\bar{1}1) = 70°{,}7\ ½'$$
$$(111) \wedge (001) = 54{,}20$$
$$(101) \wedge (001) = 44{,}34\ ½.$$

I cristalli hanno spesso abito bisfenoidale, qualche volta pseudo-ottaedrico, per combinazione a pari sviluppo dei due bisfenoidi fondamentali, destro e sinistro. A pag. 111, fig. 87, abbiamo visto una combinazione a tipo prismatico; bisfenoidale è invece il cristallo della fig. 192, nella quale $p = \{111\}$, $r = \{1\bar{1}1\}$, $e = \{101\}$, $z = \{20\bar{1}\}$.

Frequentissime le geminazioni, sia secondo le facce del prisma $\{100\}$, sia secondo quelle del bisfenoide

Digitized by Google

{111}; comuni anche i gruppi ciclici di cinque individui.

Durezza = 3 ½-4. *P. spec.* = 4,2.

Lucentezza metallica, viva; colore giallo ottone, qualche volta iridescente sulle superfici da tempo esposte all'aria; polvere grigio-verdastra.

Al cannello, sul carbone, fonde, e dà un globulo magnetico, che bagnato con HCl tinge in azzurro la fiamma.

Alterazioni sono frequenti, specialmente con formazione di quel carbonato basico di rame che è la *malachite*, la cui tinta verde è caratteristica degli affioramenti di minerali cupriferi.

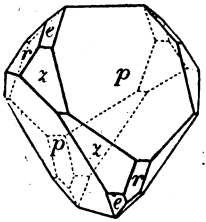


Fig. 192.

Giaciture e località. — Da noi i cristalli sono rari: abbastanza abbondante, per lo più in masse compatte, o disseminata, o mista con pirite, la calcopirite si trova specialmente in Liguria, nel territorio di Casarza e di Sestri Levante, e in Toscana, in prov. di Pisa (Montecatini) e di Grosseto, nel territorio di Massa Marittima e di Montieri (Boccheggiano). I giacimenti di queste regioni sono in stretta relazione genetica con rocce eruttive basiche, come gabbri, diabasi e serpentine, entro alle quali il minerale forma vene o mosche; più spesso si trova concentrato al contatto con le rocce incassanti, in noduli, piccoli ammassi, o veri filoni, a matrice quarzosa. In banchi, mista a molta pirite, si trova poi la calcopirite ad Agordo, nel Bellunese, e in molti punti delle Alpi Occidentali (Champ de Praz e Ollomont in Val d'Aosta; Min. del Bet in Val Chisone).

Cristalli splendidi si traggono dalle miniere della Westfalia, del Nassau, della Cornovaglia, dell'Un-

Digitized by Google

gheria. Masse di grandissima importanza mineraria, ma miste a molta pirite, sono i già ricordati banchi di Rio Tinto, nella Spagna. Abbondante è poi la calcopirite negli Urali, nel Chile, e in moltissimi punti dell'America Settentrionale, particolarmente nel Montana.

Usi della calcopirite. — È questo il più diffuso e importante minerale del rame; dove sia misto a molta pirite, la miscela viene utilizzata prima per la preparazione dell'acido solforico, e poi dalle *ceneri* si estrae il rame per cementazione.

Bournonite.

Comp. chim. — $CuPbSbS_3$ (solfo 19,8, antimonio 24,7, piombo 42,5, rame 13,0 %).

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina:

$$a : b : c = 0{,}9380 : 1 : 0{,}8969.$$

$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 86°{,}20'$$
$$\{101\} \wedge (001) = 43{,}43$$
$$(011) \wedge (001) = 41{,}53.$$

Durezza = 3. *P. spec.* = 5,8..

Lucentezza metallica; colore grigio scuro.

Al cannello, sul carbone, dà prima l'aureola bianca dell'antimonio, poi quella gialla del Pb, e dopo intensa ossidazione, ridotta in presenza di carbonato sodico, fornisce il globulo di rame.

Giaciture e località. — La bournonite è particolarmente caratteristica delle miniere dell'Harz (Neudorf) e della Prussia Renana (Horhausen), dove se ne trovano splendidi cristalli; non scarsa in Cornovaglia e in Ungheria (Kapnik). Compatta per lo più, ma

Digitized by Google

qualche volta anche cristallizzata, si trova bournonite nella miniera dell'Argentiera della Nurra, presso Porto Torres; anticamente se ne ricavarono buoni esemplari da Borgofranco presso Ivrea; anche a Brosso ne furono trovati cristalli. È pur diffusa, scarsamente, in altre località del Piemonte, della Toscana (Val di Castello pr. Pietrasanta) e del Sarrabus in Sardegna (Canale Figu, Min. Giovanni Bonu)..

Proustite.

Comp. chimica. — Ag_3AsS_3 (solfo 19,4, arsenico 15,2, argento 65,4 %).

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. della tormalina:

$$\alpha = 103°,32'.$$
$$(100) \wedge (111) = 42°,52'$$
$$(100) \wedge (010) = 72,12.$$

I cristalli sono spesso ricchi di facce e brillantissimi, ma raramente completi.

Sfaldatura facile ma non perfetta, secondo il romboedro fondamentale {100}.

Durezza = 2 ½. *P. spec.* = 5,6.

Lucentezza adamantina, e colore rosso vermiglione scuro, se fresco; all'aria e alla luce assume colore grigio e lucentezza metallica. Il colore della polvere è rosso cremisi.

Al cannello, sul carbone, dà fumi arsenicali, e globulo d'argento, facilmente.

Giaciture e località. — Qualche traccia se ne rinviene nelle miniere del Sarrabus, in Sardegna. Frequente è nei filoni argentiferi della Catena metallifera sassone-boema; abbondante però solo al Messico e al Chile.

Digitized by Google

Pirargirite.

Comp. chim. — Ag_3SbS_3 (solfo 17,8, antimonio 22,3, argento 59,9 %). È dunque solfoantimonito d'argento, e già sappiamo (pag. 244) dell'isomorfismo perfetto che presenta col corrispondente solfoarsenito, la proustite descritta testè. I due minerali si somigliano molto, sotto tutti i riguardi, e sono spesso riuniti sotto il nome di « argenti rossi »; *argento rosso chiaro* è detta la proustite, *a. r. scuro* la pirargirite. Abbiamo già accennato anche all'esistenza delle modificazioni monocline dei due composti, la *xantoconite* e la *pirostilpnite*; questi sono tuttavia due minerali tanto rari, che non ci fermeremo a trattarne particolareggiatamente.

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. della tormalina:

$$\alpha = 104°,1'.$$

$$(100) \,.\, (111) = 42°,20\ ½'$$
$$(100) \,.\, (010) = 71,22.$$

I cristalli, ricchi di forme, sono più frequenti, più grossi e più distinti di quelli della proustite: ne abbiamo già visto, nella fig. 68, a pag. 98, uno che lasciava riconoscere molto nettamente la polarità dell'asse verticale.

Sfaldatura distinta, benchè non perfetta, secondo il romboedro {100}.

Durezza = 2 ½. *P. spec.* = 5,8.

Ha lucentezza adamantina e colore rosso cupo sulla superfice fresca; anche più facilmente della proustite diventa grigia con lucentezza metallica, dopo esposizione all'aria e alla luce. La polvere è cremisi scura.

Digitized by Google

Al cannello dà aureola di ossido d'antimonio e globulo d'argento.

Giaciture e località. — Se ne trova, in cristallini o in crostine sottili, nei filoni argentiferi del Sarrabus, in Sardegna. È diffusa più della proustite nelle miniere argentifere della Germania, come Andreasberg nell'Harz, e Freiberg in Sassonia; così pure a Pribram in Boemia e a Schemnitz in Ungheria. Abbondante al Messico, nel Chile, ecc.

Usi degli argenti rossi. — Sono entrambi ricchi e importanti minerali dell'argento.

Tetraedrite.

Comp. chim. — La tetraedrite propriamente detta sembra risultare in linea principale da un solfosale di rame rappresentabile con la formula Cu_3SbS_3, dove però al rame sono spesso parzialmente sostituiti altri metalli monovalenti, come argento, e all'antimonio alquanto arsenico; quale soluzione solida in questo composto, ma sempre in quantità subordinata, si trova associato un altro solfosale, di composizione meno sicuramente definita, contenente metalli bivalenti, come Zn, Fe, Hg, in proporzioni molto oscillanti, così che ne risulta una grandissima varietà di composizione centesimale. Esistono poi anche tetraedriti arsenicali, di cui è tipo la così detta *tennantite*, dove a Sb è sostituito, interamente o quasi, l'arsenico [1].

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. della blenda. Prevale spesso un tetraedro, come del resto dice già il nome del minerale; una combinazione fre-

[1] Secondo autori recenti, le tetraedriti potrebbero essere rappresentate dalla formula $(Cu, Ag)'_{10}(Cu, Hg, Fe, Zn)''_2(Sb, As)_4S_{13}$.

Digitized by Google

quente abbiamo visto nella fig. 46 a pag. 76; caratteristica anche la forma triacistetraedrica, abbastanza ben riconoscibile in alcuni cristalli dell'esemplare a Tav. IX. Le figg. 193 e 194 ci mostrano altre due combinazioni: $a = \{100\}$; $d = \{110\}$; $o = \{111\}$; $l = \{211\}$; $n = \{332\}$. Frequenti i geminati incrociati, per rotazione di 180° intorno ad un A_3.

Durezza = 3-4. *P. spec.* vario da 4,4 a 5,1.

Lucentezza metallica; colore grigio scuro. Frattura concoide. Reazioni varie secondo la composizione.

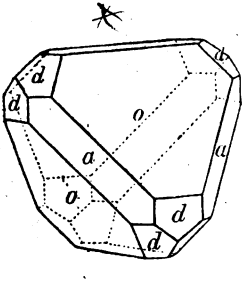


Fig. 193.

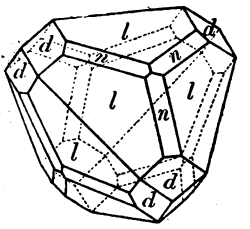


Fig. 194.

Giaciture e località. — In Italia la tetraedrite è scarsissima; se ne hanno piccole quantità in varie località della Toscana (argentifera a Boccheggiano), nel Canavese (Valle dell'Orco), in Valsàssina (Camisolo), e in Sardegna (Iglesiente). Abbondante specialmente, e ben cristallizzato, si trova questo minerale nell'Harz (Clausthal), nella Prussia Renana (Horhausen), nella Cornovaglia, nell'Ungheria (Kapnik), nella Transilvania (Botes). In Bolivia si estrae una varietà riccamente argentifera; anche più ricca di Ag è la varietà di Freiberg, detta appunto *freibergite*. Una tetraedrite ricca di mercurio è la *schwatzite*, di

Digitized by Google

Schwatz, nel Tirolo. La *tennantite*, arsenicale, più rara, si trova specialmente in Cornovaglia; una sua varietà, detta *binnite*, si osserva in nitidissimi cristallini nella dolomia saccaroide della Valle di Binn (Vallese).

Usi della tetraedrite. — Se ne ricava il rame; se è argentifera o mercuriale, può costituire un buon minerale di Ag o di Hg.

Oltre a questi, finora descritti, ricorderemo qui più brevemente alcuni altri membri della numerosa classe dei solfosali, limitandoci ai più notevoli.

La *berthierite* è un solfosale di ferro, della composizione probabile $FeSb_2S_4$, raramente cristallizzata, di solito in masse compatte, o bacillari, di color grigio, simili d'aspetto all'antimonite. Si trova in filoncelli di poca entità in qualche località lombarda (Vendrogno sul Lago di Como, Val Cavargna, ecc.), e nel Sarrabus in Sardegna.

Un raro solfosale d'argento, che si presenta in piccoli cristalli monoclini, splendidissimi, talvolta assai ricchi di facce, è la *miargirite* $Ag_2Sb_2S_4$; come località principali ricorderemo Andreasberg nell'Harz e Freiberg in Sassonia.

La *zinckenite* $PbSb_2S_4$ cristallizza nel sistema rombico, in trigeminati con abito spiccatamente pseudoesagonale; ha colore grigio acciaio scuro, e si trova principalmente a Wolfsberg nell'Harz.

La *jamesonite* $Pb_4FeSb_6S_{14}$, forse rombica, si presenta di solito in masse fibrose o bacillari, oppure in ciuffi leggeri di sottilissimi aghetti (var. *plumosite*; priva di FeS, e rispondente alla formula $Pb_2Sb_2S_5$); è anch'essa molto simile all'antimonite, da cui la distingue la reazione del Pb al cannello. Si trova a Brosso pr. Ivrea (var. plumosite); abbastanza comune nell'Harz, in Ungheria, in Cornovaglia, ecc.

Digitized by Google

Un terzo solfosale di antimonio e piombo è la *boulangerite* $Pb_5Sb_4S_{11}$, rombica, ma rara in cristalli, ordinariamente in masse fibrose o granulari, di color grigio-piombo. Era abbondante presso Molières nel Dip. del Gard; in piccole quantità è diffusa nei filoni metalliferi della Prussia Renana, della Westfalia, dell'Harz.

Analoga per i caratteri esterni è la *meneghinite* $Pb_4Sb_2S_7$, pure essa probabilmente rombica, con lucentezza metallica, di colore grigio scuro; in cristalli allungatissimi, striati, o in aghetti feltrati, si trova non raramente nella miniera del Bottino, presso Seravezza, nelle Alpi Apuane.

Più importante, perchè costituisce un importante e ricco minerale dell'argento (68,5 % Ag), è la *stefanite* Ag_5SbS_4. Cristallizza nel sist. rombico, e sembra spettare alla cl. della calamina; i cristalli, pseudo-esagonali e spesso ricchi di forme, sono resi più interessanti da frequenti geminazioni secondo facce di prismi verticali. Il colore è nero, la lucentezza metallica, la polvere nera; al cannello dà le stesse reazioni della pirargirite, da cui differisce solo quantitativamente. Si trova nelle miniere del Sarrabus, in cristalli distinti; frequente è nei filoni argentiferi dell'Harz, di Přibram, di Freiberg, del Messico e del Nevada.

Morfologicamente analoga alla stefanite sembra essere la *geocronite* $Pb_5(Sb,As)_2S_8$; grossi, rari e imperfetti cristalli ne furono trovati nel Canale dell'Angina in Val di Castello (Toscana).

La *polibasite* Ag_9SbS_6 è ancora più ricca d'argento della stefanite (75,6 % Ag), con la quale ha molte analogie di aspetto; cristallizza nel sist. monoclino, ma con abito frequentemente pseudo-trigonale. Colore nero; reazioni come la stefanite; ma il globulo di Ag è frequentemente cuprifero, e umettato con

Digitized by Google

HCl tinge in azzurro la fiamma. Abbondante solo al Messico, dove si trova insieme con stefanite, pirargirite, ecc.; piccole quantità ne furono osservate nel Sarrabus (Sardegna).

L'*enargite* è un solfoarseniato di rame Cu_3AsS_4; cristallizza nel sist. rombico, ma è raramente in bei cristalli, e si presenta di solito in masse di colore grigio nerastro, con lucentezza quasi metallica, e ben caratterizzate da una distinta sfaldatura prismatica. *Durezza* = 3. *P. spec.* = 4,4. Rara in Europa, costituisce invece un ricco minerale del rame (48,3 % Cu), nell'Argentina, nel Perù, nel Colorado e nel Montana; con calcocite e covellite fu trovata enargite antimonifera, in piccolissima quantità, anche nella miniera di Calabona (Alghero).

La *famatinite* Cu_3SbS_4, della Sierra de Famatina, in Argentina, è perfettamente isomorfa con la enargite.

Come un solfostannato di rame e ferro può essere considerata la *stannite* Cu_2FeSnS_4, raramente cristallizzata, in forme del sistema tetragonale, cl. della calcopirite, pseudomonometrica come questa, più frequente in croste cristalline o in masse compatte, di colore grigio acciaio un po' gialliccio, con lucentezza metallica, e p. spec. = 4,5. Si trova in Bolivia e in Cornovaglia, ed ha una certa importanza come minerale dello stagno (27,5 % Sn).

Ricorderemo da ultimo un minerale estremamente raro, dal quale fu estratto un elemento molto scarso in natura: il germanio; l'*argirodite* è appunto un solfogermaniato d'argento Ag_8GeS_6, monometrico, ma di solito in cristalli indistinti, aggruppati, di color grigio acciaio, proveniente dalla miniera Himmelsfürst presso Freiberg, in Sassonia, e da Colquechaca in Bolivia.

Digitized by Google

Classe IV.

ALOIDI.

1. — Aloidi anidri.

Salgemma.

Comp. chim. — NaCl (cloro 60,6, sodio 39,4 %).

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. della fluorite. I cristalli sono cubici; le altre forme sono rarissime; più frequentemente il minerale si presenta in masse spatiche, o granulari cristalline, talora anche fibroso-parallele.

Sfaldatura facile e perfetta secondo il cubo {100}.

Durezza = 2. *P. spec.* = 2,15.

Lucentezza vitrea; $n = 1{,}5442$ (Na). Se puro, il salgemma è limpido e incoloro, ma in natura è spesso grigiastro per impurità argillose, o rossastro per inclusioni di ossidi di ferro, oppure brunastro per sostanze bituminose. Notevole la colorazione azzurra o violetta che si osserva in qualche località, prodotta non si sa ancora con precisione da quale impurezza; la soluzione acquosa del salgemma anche più intensamente azzurro è però perfettamente incolora, ed ha reazione neutra; la colorazione scompare per forte riscaldamento.

Solubile nell'acqua; sapore salato gradevole; tinge in giallo intenso la fiamma incolora del becco Bunsen.

Digitized by Google

Giaciture e località.—Il salgemma si trova in banchi e strati di diversa età geologica, accompagnato da gesso o anidrite, racchiuso tra rocce argillose poco permeabili alle acque del sottosuolo, e prodotto per evaporazione di acqua marina; assai minore importanza hanno i giacimenti superficiali, originati per evaporazione di acque continentali in regioni steppose o desertiche depresse, lagune o laghi salati, ecc. Finalmente, in piccolissima quantità, si trova salgemma anche come prodotto di sublimazione in alcuni crateri vulcanici.

In Italia abbiamo giacimenti di salgemma a Lungro pr. Castrovillari, a Volterra, e sopra tutto in Sicilia, associato alla formazione gessoso-solfifera. Miniere importantissime di salgemma sono quelle del Salzkammergut nell'Alta Austria, di Wieliczka in Gallizia, di Stassfurt in Prussia, di Cardona in Spagna, ecc.

Il cloruro sodico è poi il principale componente salino dell'acqua del mare, che ne contiene in media circa 3 %, e costituisce la fonte principale della estrazione del prezioso composto; anche molte acque profonde, termali e non termali, sono assai ricche di NaCl; così p. es. quelle che accompagnano il petrolio nell'Emilia.

Usi del salgemma. — Il salgemma e il sal marino non solo sono necessari per la vita dell'uomo e degli animali, ma costituiscono una materia prima importantissima per numerose industrie chimiche, per la fabbricazione della soda caustica, del carbonato di soda, del solfato sodico, ecc.

Un cloruro che ha importanza come minerale metallifero è invece la *cerargirite*, o argento corneo AgCl (Ag 75,3 %). Cristallizza nel sist. monometrico, ma per lo più è in masse compatte o in croste, no-

Digitized by Google

tevoli perchè sono plastiche come la cera, e si possono tagliare col coltello. Il colore, per lo più grigio o verdolino chiaro nel minerale fresco, si oscura all'aria, diventando bruno violetto. Al cannello il minerale fonde, e dà con facilità il globulo di Ag.

Nel Messico e nel Chile la cerargirite si trova al cappello dei giacimenti argentiferi, come prodotto di alterazione superficiale. Da noi fu osservata varie volte in piccola quantità nelle miniere argentifere del Sarrabus, dove si trovò pure la *embolite*, miscela isomorfa in varie proporzioni di AgBr e AgCl.

Esagonale, spettante alla cl. della greenockite, è invece la *jodirite* AgJ, del Chile, del Messico e del Nuovo Messico.

Silvite.

Comp. chim. — KCl (cloro 47,6, potassio 52,4 %).

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. della cuprite; il cloruro potassico non è dunque isomorfo, ma solamente simmorfo col cloruro sodico, come del resto abbiamo già fatto rilevare a pag. 250. I cristalli sono di solito cubici o cubottaedrici, e presentano perciò una singonia più alta della vera simmetria, la quale può facilmente esser posta in chiaro con le figure di corrosione.

Durezza = 2. *P. spec.* = 1,98.

Sfaldatura facile e perfetta secondo {100}.

Lucentezza vitrea; n = 1,490 (Na). La silvite, incolora se pura, può essere tinta in varî colori da impurità diverse.

Solubile nell'acqua; il sapore è salato amaro, sgradevole. Tinge in violetto-roseo la fiamma incolora del becco Bunsen.

Giaciture e località. — La silvite si trova ordina-

Digitized by Google

riamente col salgemma, in quantità relativamente subordinata, in alcuni pochi giacimenti saliferi; così specialmente a Stassfurt in Prussia, a Mulhouse nell'Alta Alsazia, e a Kalusz in Gallizia. Abbastanza abbondante pare sia nel giacimento di Dallol (Dancalia settentrionale), dove la silvite affiora alla superfice del suolo; il giacimento non è ancora stato studiato in modo esauriente dal lato geologico, e nulla si sa della sua struttura e composizione in profondità. Qualche volta si osserva pure come prodotto di sublimazione sulle lave vulcaniche (Vesuvio).

Usi della silvite. — È uno dei principali minerali di potassio, e serve quindi come fertilizzante in agricoltura, e per la preparazione degli altri sali di questo metallo alcalino.

Isomorfo con la silvite è il *clorammonio*, o salmiak $(NH_4)Cl$, che in croste cristalline elegantissime, bianche, o giallastre per impurità di cloruro ferrico, costituisce uno dei più comuni prodotti di sublimazione sulle lave del Vesuvio, dell'Etna, e di varî altri vulcani.

Fluorite.

Comp. chim. — CaF_2 (fluore 48,9, calcio 51,1 %).

Forma cristallina — Sist. monometrico, cl. esacisottaedrica, detta cl. della fluorite. Nella maggior parte delle località prevale il cubo, da solo (Tav. X); in altre, più rare, prevale l'ottaedro, solo o combinato con {100} e {110}; non rari sono poi i cristalli che presentano facce di tetracisesaedri, come {210} e {310}, o di esacisottaedri, tra i quali il più comune è {421}. Nella fig. 195 è $a = \{100\}$, $f = \{310\}$. Frequentissima la geminazione di due individui incrociati,

Digitized by Google

simmetrici rispetto ad una faccia d'ottaedro (fig. 99, pag. 125).

Sfaldatura facile e perfetta secondo {111}.

Durezza = 4. *P. spec.* = 3,2.

Lucentezza vitrea; indice di rifrazione molto basso: $n = 1{,}4339$ (Na). Limpido e incoloro se puro, il minerale è ordinariamente tinto, e spesso assai vagamente, in colori diversi; prevalgono il violetto ed il giallo; alquanto meno comuni sono il verde ed il roseo. Molte fluoriti sono distintamente *fluorescenti*; presentano cioè a luce riflessa un colore spiccatamente diverso da quello che mostrano per trasparenza. Poco è noto sulla natura delle impurità che producono le diverse colorazioni.

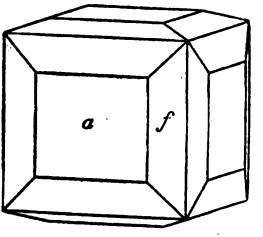


Fig. 195.

Al cannello la fluorite scoppietta e fonde difficilmente; è attaccata da H_2SO_4, con produzione di acido fluoridrico, che corrode il vetro.

Giaciture e località. — La fluorite cristallizzata o spatica (*spato fluore*) è un minerale molto comune in variissimi tipi di giacitura.

Come matrice di minerali metallici si trova ben cristallizzata al Sarrabus, al Monte Fronte presso Vetriolo in Val Sugana, nella Valle Sarentina sopra Bolzano, in Sassonia, e principalmente in Inghilterra: dal Cumberland, dal Durham e dal Derbyshire vengono le maravigliose druse di cristalli cubici che si trovano nelle nostre collezioni. Spatica, è abbondante nel filone di S. Barbara, sotto Collio, in Val Trompia, e nel Varesotto, dove accompagna la galena; in Val Brembana si trova associata a blenda Nei graniti di Baveno sul Lago Maggiore, e di Striegau

Digitized by Google

in Slesia, nelle rocce granitoidi e gneissiche del Monte Bianco e del S. Gottardo, nel granito dell'Isola del Giglio, e perfino nel marmo di Carrara, se ne trovano cristallizzazioni più o meno ricche, sempre elegantissime, e ricercate dai collezionisti.

Usi della fluorite. — È molto adoperata come fondente, nelle industrie metallurgiche e nella smalteria: si usa pure per la preparazione di HFl. Dove sia limpidissima e affatto incolora, è preziosa per la costruzione di lenti, destinate agli obbiettivi microscopici detti apocromatici; a questo scopo si prestano per es., alcuni esemplari della già ricordata località di Rabenstein, in Valle Sarentina, sopra Bolzano. Una volta si usava pure come materiale da decorazione e per ornamento personale.

Fluoruro di magnesio MgF_2 è la rara *sellaite*, dedicata al nome di Quintino Sella, i cui meriti come cristallografo eminente sono assai meno noti universalmente che non quelli come statista. Si trova in cristallini incolori del sistema tetragonale, con gesso e solfo, presso il ghiacciaio di Gebroulaz in Savoja; come rarità estrema fu pure recentemente scoperta nel marmo di Carrara; identica con la sellaite è la così detta *belonesite* del Vesuvio.

Non troppo rara, come prodotto di incrostazione sulle lave del cratere vesuviano, è la *cotunnite* $PbCl_2$, rombica, aciculare, biancastra.

La *pseudocotunnite*, pure del Vesuvio, contiene, oltre al cloruro di piombo, anche KCl.

Criolite.

Comp. chim. — Na_3AlF_6.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'or-

Digitized by Google

toclasio. Le forme più sviluppate sono un prisma verticale, con angolo vicino a 90°, troncato dalle facce di base, quasi ortogonali sul prisma: l'abito è dunque pseudocubico, come si rileva dalla fig. 196, nella quale $m = \{110\}$, $c = \{001\}$, $r = \{011\}$, $v = \{101\}$, $k = \{\bar{1}01\}$. Frequenti gli aggruppamenti paralleli.

Sfaldatura perfetta secondo la base {001}; meno facile secondo il prisma {110}.

Durezza = 2 ½. *P. spec.* = 2,97.

Lucentezza umida, dovuta al valore bassissimo del potere rifrangente ($\beta = 1{,}364$ — Na).; il minerale è trasparante, o translucido, bianco o biancastro ordinariamente, e ricorda l'aspetto del ghiaccio: d'onde gli è derivato il nome, che significa precisamente « pietra di ghiaccio ».

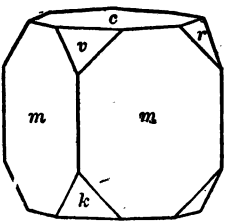


Fig. 196.

La criolite a circa 570° subisce una trasformazione enantiotropa, e diventa monorifrangente.

Al cannello fonde facilissimamente (p. fus. = 1000° circa), scomponendosi, e abbandonando una massa infusibile di ossido d'alluminio. Con H_2SO_4 dà facilmente HF.

Giaciture e località. — L'unico giacimento veramente importante di criolite è quello di Ivigtut in Groenlandia, dove essa si trova in diretta connessione con una massa granitica intrusa nel gneiss. Non è ben certo se essa debba la sua origine ad un fenomeno pneumatolitico, o rappresenti veramente, come altri sostiene, l'ultimo prodotto di consolidazione di un magma granitico, eccezionalmente ricco di composti del fluore.

Usi della criolite. — L'impiego principale è per la

Digitized by Google

elettro-metallurgia dell'alluminio; ma il minerale è prezioso anche come fondente nelle smalterie, e per la fabbricazione dei vetri-porcellana translucidi. Si prepara anche artificialmente, per uso industriale.

2. Aloidi basici e idrati.

Atacamite.

Comp. chim. — Cloruro basico di rame: $CuCl_2 . 3Cu(OH)_2$.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina. I cristalli sono di solito prismatici allungati, frequentemente riuniti in gruppi raggiati, o fascicolati.

Sfaldatura facile secondo {010}.

Durezza = 3 ½. *P. spec.* = 3,76.

Lucentezza vitrea. Colore verde-smeraldo scuro; la polvere è verde-malachite. Nel tubo chiuso svolge acqua. Al cannello tinge la fiamma in azzurro. In ammoniaca si scioglie facilmente, dando un liquido azzurro cupo.

Giaciture e località. — Come prodotto di sublimazione, l'atacamite non è rara, in patine sottili, sulle lave del Vesuvio; come prodotto di alterazione superficiale, fu osservata all'Argentiera della Nurra, in Sardegna. Abbondante e ben cristallizzata è sopra tutto nel deserto di Atacama e presso Copiapò, nel Chile; splendidi cristalli a Wallaroo, in Australia.

Usi dell'atacamite. — Nel Chile, dove è copiosa, si usa per l'estrazione del rame.

Digitized by Google

Carnallite.

Comp. chim. — Cloruro doppio idrato di potassio e magnesio: $KMgCl_3.6H_2O$ (cloro 38,3, potassio 14,1, magnesio 8,7, acqua 39,0 %).

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina. I cristalli, assai rari, hanno abito spiccatamente pseudo-esagonale. Per lo più la carnallite si presenta in masse compatte.

Durezza = 2. *P. spec.* = 1,6.

Lucentezza vitrea; il minerale puro è incoloro o biancastro; non rara è pure una tinta rossa, con lucentezza avventurinata, dovuta a inclusioni di ematite squamosa.

All'aria la carnallite è deliquescente, e si scinde in $MgCl_2$ e KCl; quest'ultimo, meno solubile e non deliquescente, resta in gran parte come massa granulare.

Giaciture e località. — Il giacimento che presenta la massima importanza è quello di Stassfurt, a S. di Magdeburgo, in Prussia, dove la carnallite, con salgemma, silvite e varî altri sali di potassio, di sodio, di magnesio, ecc., forma la parte superiore di una vasta e potente massa salifera di origine marina, notevole per il fatto appunto che, sotto l'effetto di circostanze eccezionalmente favorevoli, non solo il salgemma e il gesso, ma tutti i sali, anche i più scarsi e deliquescenti, concentrati nelle acque madri, poterono giungere a consolidarsi, per evaporazione totale del solvente, conservandosi poi fino ai nostri giorni. Questi sali deliquescenti, tra i quali il principalissimo è la carnallite, erano ritenuti da principio una materia inutile ed ingombrante; ma ben presto, per il loro contenuto in potassio, e per la ricerca sempre più intensa che dei sali di questo metallo fanno

Digitized by Google

l'agricoltura e la industria, diventarono l'oggetto principale della coltivazione mineraria, così a Stassfurt come in una larga regione tutto all'intorno, costituendo una grandissima fonte di ricchezza per la Germania, che dell'industria dei sali potassici potè così godere, fino a questi ultimi tempi, il monopolio quasi assoluto. Anche i giacimenti di più recente scoperta dell'Alta Alsazia lasciano sperare di poter raggiungere un grande sviluppo; carnallite è stata trovata pure in qualche località della Catalogna, presso Barcellona.

In Sicilia non ne furono osservate che tracce affatto insignificanti, nel salgemma.

Usi della carnallite. — Serve per la preparazione dei sali di potassio, destinati agli usi agricoli, come fertilizzanti, ed a molteplici usi industriali. Dalle acque madri si ricavano grandi quantità di *bromo*.

Un ossifluoruro, di composizione $(Ca,Mg)_3OF_4$, è la *nocerite*, o *nocerina*, abbastanza frequente, in forma di prismetti esagonali, incolori o brunicci, nel tufo della Campania, presso Nocera.

Digitized by Google

CLASSE V.

OSSIDI.

1. — Ossidi del silicio.

La silice, o biossido anidro di silicio SiO_2, è una sostanza eminentemente polimorfa; delle sue numerose modificazioni noi descriveremo particolareggiatamente solo quelle che hanno una certa importanza come minerali, accennando di passaggio alle altre. Faremo seguire la descrizione delle varietà di silice idrata, colloide, note sotto il nome di opale.

QUARZO.

Comp. chim. — SiO_2 (ossigeno 53,3, silicio 46,7 %).
Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. trapezoedrica trigonale, detta cl. del quarzo.

$$\alpha = 93°,56\ ½'$$
$$(100) \wedge (010) = 85°,46'$$
$$(100) \wedge (22\bar{1}) = 46,16$$
$$(2\bar{1}\bar{1}) \wedge (100) = 38,13$$

Abbiamo visto nelle figg. 73 e 74, a pag. 101, due combinazioni nelle quali sono comprese le forme semplici più comuni e caratteristiche di questo minerale;

Digitized by Google

precedentemente (pag. 57) avevamo già imparato a distinguere, mediante la corrosione, le facce del romboedro fondamentale diretto da quelle del coniugato inverso, anche quando sono a pari sviluppo, in modo da simulare la simmetria esagonale. La fig. 197 rappresenta un tipo di sviluppo frequente nel cristallo di rocca alpino; in essa è: $a = \{2\bar{1}\bar{1}\}$; $p = \{100\}$; $z = \{22\bar{1}\}$; $o = \{7\bar{2}\bar{2}\}$; $v = \{33\bar{4}\}$; $u = \{8\bar{1}\bar{4}\}$; $x = \{4\bar{1}\bar{2}\}$. Quando manchino le facce di trapezoedro, le figure di corrosione servono pure per riconoscere i cristalli destri dai sinistri. L'abito dei cristalli è ordinariamente prismatico, alquanto allungato secondo l'A_3 (Tav. XII); ma si hanno anche cristalli raccorciati e tozzi, oltre a quelli sproporzionati nelle fogge più curiose (fig. 198).

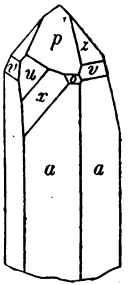


Fig. 197.

Geminazioni frequenti, sia per rotazione di 180° intorno all'A_3 (legge del cristallo di rocca), sia per riflessione rispetto ad una faccia di prisma $\{10\bar{1}\}$ (legge dell'ametista); dell'una e dell'altra abbiamo già parlato a pag. 127. Si trovano anche, più raramente, geminati ad angolo, secondo una faccia di bipiramide trigonale $\{5\bar{2}\bar{1}\}$ (Tav. XIII).

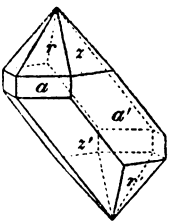


Fig. 198.

Sfaldatura distinta non si osserva. Frattura concoide.

Durezza = 7. *P. spec.* = 2,65.

Lucentezza vitrea. Il quarzo, come già sappiamo (pag. 229), presenta il fenomeno della polarizzazione rotatoria; anzi questa proprietà ottica ci permette di riconoscere i cristalli destri dai sinistri, anche in-

Digitized by Google

dipendentemente dalla osservazione della forma cristallina, essendo i due fenomeni strettamente connessi tra loro.

Il quarzo puro è perfettamente incoloro e trasparente, e si chiama allora quarzo jalino, o *cristallo di rocca* (Tav. XII); ma spesso è tinto nei più varî colori da impurità diverse. La varietà violetta si chiama *ametista*; quella bruniccia trasparente *quarzo affumicato*; quella gialla trasparente *citrino*, o falso topazio; abbiamo poi tra le varietà compatte quella rosea e una serie di altre, opache o semi-opache, tinte in ogni colore possibile.

Se vi sono contenute inclusioni fibrose, possono prendere origine varietà con notevoli giochi di luce, come l'*occhio di gatto* comune, contenente amianto, o bissolite; l'*occhio di falco*, che include crocidolite, azzurrastra; l'*occhio di tigre*, giallo rossastro, contenente ossido di ferro, prodotto dalla alterazione della crocidolite. Miche squamose, o cloriti, o ematite scagliosa, si trovano incluse nelle varietà *avventurinate*; aghi di rutilo inclusi nel quarzo sono i così detti *capelli di Venere*; ecc. Abbiamo già ricordato altrove i canaletti vuoti, lasciati probabilmente da inclusioni di anidrite (Tav. XIV), e i quarzi *a cappuccio* (Tav. XVI).

A 575° il quarzo subisce una trasformazione enantiotropa: la modificazione α, *quarzo ordinario* trigonale, si trasforma in *quarzo* β, esagonale; la polarizzazione rotatoria è conservata, ma altre proprietà fisiche subiscono una modificazione discontinua, molto ben apprezzabile ad un preciso esame fisico, benchè impercettibili ad una osservazione grossolana e superficiale (v. pag. 242).

A 870° poi il quarzo si trasforma lentamente in *tridimite*, con notevole aumento di volume; la trasformazione è enantiotropa in presenza di mineraliz-

zatori, o fondenti: altrimenti si ha conservazione della tridimite, con apparente perfetta stabilità.

Con ulteriore riscaldamento, a 1470° la tridimite si trasforma finalmente in *cristobalite*, la quale fonde a circa 1700°: questo è il punto di fusione stabile di SiO_2, quale si osserva se il riscaldamento è sufficentemente lento. Se l'innalzamento di temperatura avviene così rapidamente da non permettere la trasformazione nelle modificazioni più leggere, il quarzo può, naturalmente, incominciare a fondere a temperatura alquanto più bassa, ma contemporaneamente procede più rapida la sua trasformazione nelle fasi a p. spec. inferiore e a p. fus. più elevato.

Al cannello ferruminatorio il quarzo è infusibile; insolubile in acqua, almeno nelle condizioni ordinarie, vi si scioglie ad altissima temperatura, sotto una corrispondente pressione, e si ridepone per raffreddamento. È attaccabile facilmente da HF, con formazione di fluoruro di silicio, gasoso. Fuso con alcali, carbonati o caustici, vi si combina, formando i silicati corrispondenti; è questa la ragione del suo impiego per la fabbricazione dei vetri e cristalli. Alle alte temperature del forno elettrico fonde bene, e può essere filato, soffiato e lavorato come il vetro, per foggiarne apparecchi di grande resistenza per laboratori chimici; la massa fusa e raffreddata non consta però più di quarzo, bensì di silice vetrosa.

Giaciture e località. — Il quarzo è uno dei minerali più comuni e più abbondanti. Cristallo di rocca, in esemplari anche splendidi e vistosi, è ricavato principalmente dal S. Gottardo, dal Delfinato, dalla Val Malenco, dalla Valle di Challant (Brusson, dove furono trovati bei geminati secondo {521}; v. Tav. XIII), dal Brasile, dal Madagascar; piccoli, ma splendidissimi, sono i cristalli jalini che si trovano nei litoclasi del marmo di Carrara. Affumicati per lo più sono i

Digitized by Google

cristalli di Beura nell'Ossola, e quelli, talora giganteschi, del Tiefengletscher, nel Cantone di Uri. Interclusi nell'arenaria sono i grossi cristalli, con inclusioni *aeroidre*, della Porretta, nell'Appennino Bolognese. Nelle dolomie e nei calcari si trovano cristalli di quarzo in varie località nostrane, come a Selvino in Val Seriana; nel gesso si hanno cristalli interclusi a Chianciano nel Senese; anche da Monte Acuto Ragazza nel Bolognese si traggono abbondanti cristalli interclusi, terminati da tutte le parti. Cristalli impuri, o torbidi, o affumicati, di vario tipo, sono comuni nelle druse dei graniti, come quello di Baveno sul Lago Maggiore, dell'Isola d'Elba, di Striegau in Slesia, ecc. Tra le numerosissime località americane ricorderemo ancora soltanto Keokuk nell'Iowa, che ha fornito bellissime geodi a tutti i collezionisti (Tav. XV).

L'ametista si trova particolarmente in geodi, talora anche enormi, a tappezzare cavità di rocce eruttive basiche, come melafiri e simili, nel Brasile, nell'Uruguay, e più raramente a Oberstein in Germania. Ametista si trova anche in alcuni giacimenti metalliferi, come Schemnitz in Ungheria, e Guanajuato nel Messico. Con un prudente arroventamento, la tinta violetta passa al giallo, e molti falsi topazi non sono altro che *ametiste bruciate*. Il citrino, o quarzo giallo, viene specialmente dalla Spagna e dal Brasile. Dal Brasile, dalla Baviera e dal Dakota si ricavano le varietà rosee compatte. La varietà cristallizzata, rossa per pigmento di ematite, e detta *giacinto di Compostella*, si trae principalmente dalla Spagna. Il quarzo verde, o *prasio*, si trova a Breitenbrunn, in Sassonia. Il quarzo occhio di gatto si rinviene specialmente a Ceylan, e nel Fichtelgebirge; invece le varietà *occhio di falco* e *occhio di tigre* si hanno in gran copia da Griqua Town, nell'Africa australe.

Digitized by Google

Il quarzo è poi uno dei componenti essenziali di una grande quantità di rocce, così eruttive (graniti, porfidi, ecc.), come scistoso-cristalline (gneiss e micascisti), o sedimentarie (arenarie e conglomerati).

Varietà compatte, micro-cristalline, di quarzo, impuro e colorato, sono i così detti *diaspri*, non raramente usati come materiale da decorazione; in Italia se ne ricavano di belle e svariate tinte a Monte Rùfoli, presso Volterra; notevoli pure quelli rossi, gialli, o bruni, venati, della costa occidentale dell'Isola di San Pietro (Sardegna).

Usi del quarzo. — Il quarzo ametista, il citrino, e tutte le varietà con colori o riflessi di luce particolari, sono molto usati come gemme, di mediocre pregio. Il quarzo jalino si usa pure per intagliarvi oggetti d'ornamento, e se ne fanno anche occhiali. Il quarzo compatto, se abbastanza puro, è ricercato come materia prima per la fabbricazione del vetro, e dei mattoni refrattari silicei. Si impiega anche nella costruzione di apparecchi di fisica, per la sua grande trasparenza ai raggi ultravioletti.

Calcedonio.

Sotto questo nome si riuniscono le varietà di silice anidra a struttura fibrosa, raggiata o parallela, finissima, originate di solito per concrezione, e non di rado a superfice stalattica o mammellonare (Tavola XVII). Le fibre sottili sono identificabili al microscopio come individui cristallini, birifrangenti.

Si è molto discusso, se il calcedonio costituisca una fase cristallina a sè, oppure una varietà fibrosa di quarzo; i risultati delle ultime ricerche chimico-fisiche sembrano piuttosto favorevoli a quest'ultima opinione.

Digitized by Google

La durezza e le proprietà chimiche sono le stesse come nel quarzo; ma la massa è spesso un poco porosa, e perciò il p. sp. è leggermente inferiore. Il calcedonio è per lo più translucido, con lucentezza ceroide; tenacissimo, presenta tipica frattura scheggiosa. Quando sia puro, ha colore bianco-azzurrognolo o grigiastro; ma molto spesso è tinto da impurezze nei più diversi colori.

Corniola, o *cornalina*, chiamasi la varietà rossastra; *sarda* quella bruna; *plasma* quella verde scura; *crisoprasio* quella verde-pomo chiaro; come *agata* sono designate le varietà a zone di diversi colori (fig. 1, Tav. XIX), le quali prendono invece il nome di *ònice* se gli strati sovrapposti presentano un forte distacco di tinta (fig. 2, Tav. XIX); se la massa è opaca, anzichè translucida, la pietra prende il nome di *agata-diaspro*. Tutte queste varietà, sia nei colori naturali, sia tinte artificialmente con varî espedienti, sono molto usate per oggetti d'ornamento, come *pietre dure*, semipreziose.

Una varietà di calcedonio compatto, per lo più colorato in bruno, o rossastro, o grigio, o anche nerastro, è la *selce piromaca*, o pietra focaia.

Giaciture e località. — Il calcedonio si trova ordinariamente come prodotto di deposizione chimica, formato da soluzioni acquose silicee, derivanti dalla alterazione di rocce silicate. Le agate formano per es. il riempimento di cavità più o meno grandi, prodotte dalla dilatazione dei gas e vapori del magma, entro a varie rocce eruttive, specialmente basiche; se il riempimento non è completo, la cavità interna è spesso tappezzata di cristalli di quarzo, jalino o ametistino. Con la disgregazione della roccia, questi noduli formati per secrezione, strato su strato, dall'esterno all'interno, si isolano dalla massa includente; gli esemplari delle figg. 1 e 2, Tav. XIX, sono

Digitized by Google

appunto due noduli di questo genere, nei quali la struttura concrezionare zonata è evidentissima; il nucleo centrale (ultimo formato) della fig. 1 è di quarzo cristallino.

Noduli di questo genere si trovano nelle rocce eruttive del Vicentino, e della Val di Fassa nel Trentino; più belli assai sono quelli di Oberstein sulla Nahe; ma la località dalla quale provengono in abbondanza gli esemplari che oggi, tinti per lo più artificialmente, sono così copiosi sul mercato delle pietre dure, sono l'Uruguay e la regione finitima del Brasile meridionale (Rio Grande do Sul).

Enidri chiamansi le secrezioni calcedoniose internamente cave, e racchiudenti ancora una certa quantità di liquido acquoso; le più belle si trovano entro alle cavità di certe rocce eruttive basiche, nell'Uruguay (Tav. XVIII).

Del calcedonio grigio, non ben colorato, si fanno brunitoi per metalli, cuscinetti e coltelli per bilance e altri strumenti di precisione, mortai e pestelli per laboratori chimici, ecc.

Le selci piromache, prodotte dall'aggruppamento di resti silicizzati organogeni, come scheletri di radiolari, spicule di spugne, ecc., sono abbondanti in noduli e straterelli in molti dei nostri calcari.

La *quarzina* e la *lutecite* sono due varietà calcedoniose di silice fibrosa.

Tridimite.

È un'altra modificazione della silice anidra, che abbiamo imparato a conoscere come derivante dal riscaldamento del quarzo sopra 870°; ma essa si trova anche in natura, in forma di cristallini tabulari, esagonali, spesso trigeminati, con durezza poco infe-

Digitized by Google

riore a quella del quarzo, e p. sp. = 2,3, cioè notevolmente più basso. Otticamente, alla temperatura ordinaria, queste tavolette sono *anomale*; cioè si rivelano pseudo-esagonali, e formate dalla riunione in geminazione di tre individui biassici, in modo analogo a quanto abbiamo visto accadere nella aragonite. Ma se la tridimite è biassica a bassa temperatura (tridimite α), basta scaldarla a circa 120° perchè il minerale diventi uniassico e veramente esagonale, operandosi a tale temperatura una trasformazione enantiotropa, che fa scomparire la geminazione; la forma cristallina corrisponde a quella di questa modificazione esagonale, uniassica (tridimite β), perchè il minerale si è formato ad alta temperatura, ben superiore a 120°.

La tridimite si presenta non raramente in piccole laminette, bianche o biancastre, impiantate sulle pareti di cavità in rocce eruttive, specialmente trachitiche, negli Euganei, in Sardegna, nel Siebengebirge renano, nel Messico, ecc.

Una forma della silice probabilmente identica con la tridimite è l'*asmanite* delle meteoriti.

Insieme alla tridimite, entro a rocce trachitiche del Messico (Pachuca) e della California, fu trovata un'altra modificazione della silice, detta *cristobalite*, in cristallini con abito ottaedrico. Essa è pseudomonometrica alla temperatura ordinaria, monometrica e monorifrangente ad alta temperatura; le due fasi sono enantiotrope come nella tridimite. Abbiamo visto più indietro (pag. 366) che la cristobalite rappresenta la modificazione di SiO_2 stabile tra 1470° e il punto di fusione.

Per la curiosità della sua composizione ricorderemo da ultimo, in appendice alle modificazioni della silice

Digitized by Google

anidra, la *melanoflogite*; è questo un minerale che in cristallini pseudocubici, incolori o brunicci, birifrangenti, riuniti in gruppi e croste, si trova con calcite, celestina, ecc., in piccola quantità in alcuni giacimenti solfiferi siciliani; contiene circa il 90 % di SiO_2, ma l'analisi rivela pure la presenza di una sensibile quantità di solfo, che con la calcinazione del minerale si svolge come SO_3, e inoltre del carbonio, in una forma di combinazione non precisata. Forse la melanoflogite è, in prevalenza almeno, una miscela di SiO_2 con SiS_2.

Opale.

Comp. chim. — $SiO_2 . n H_2O$; la quantità d'acqua varia fortemente, dal 3 % al 15 %.

Il minerale è tipicamente colloide, e va interpretato come il prodotto della essiccazione, più o meno avanzata, di un *idrogel* di silice. Variano così, con la quantità di acqua, anche il p. sp., che oscilla fra 2 e 2,4, e la durezza, che sta di solito fra 5 ½ e 6 ½.

La lucentezza è vitrea, debole; se la sostanza opalina è purissima, il minerale può anche essere perfettamente jalino; più spesso è lattiginoso, opalescente, o semiopaco, o colorato da impurità. La varietà detta *opale nobile* presenta, in causa della esistenza di sottili fessure, un elegante gioco di colori di interferenza, come una iridescenza interna, la quale, attenuata dalla lieve opalescenza del minerale, la cui trasparenza non è perfetta, lo fa molto ricercato come pietra preziosa.

Fortemente riscaldato, l'opale svolge H_2O. Polverizzato, si scioglie abbastanza facilmente, a caldo, nella liscivia di alcali caustici.

Giaciture e località. — La varietà *jalite*, incolora e

Digitized by Google

limpidissima, si trova in minute forme concrezionari in alcune rocce eruttive; analoga, ma biancastra, con lucentezza madreperlacea, è la *fiorite*, di Santa Fiora, ai piedi del Monte Amiata. Di deposizione idrotermale è la *geyserite*, che forma concrezioni, spesso notevoli per potenza, alla bocca di quelle sorgenti eminentemente termali che sono i *geysers* d'Islanda, della Nuova Zelanda, e del Parco Nazionale di Yellowstone. L'*opale nobile* si trova a Czerwenitza in Ungheria, nel Messico, nel Queensland e nella Nuova Galles del Sud; dal Messico viene pure una bella varietà rossa, non iridescente, detta *opale di fuoco*.

L'*opale comune*, bianco o variamente colorato, e il *semiopale*, brunastro, sono comuni anche in masse considerevoli; opale bianco, impuro di $MgCO_3$, si trova frequentemente nei giacimenti di magnesite del Piemonte, della Toscana, ecc.

Abbondante è poi la silice organogena amorfa idrata, che si considera ordinariamente come una varietà di opale; la *farina fossile*, detta anche *Kieselguhr* (bellissima quella di Santa Fiora e di altre località intorno al Monte Amiata), è prodotta dal deposito di innumerevoli gusci di diatomee; il *tripoli* (abbondante in Sicilia sotto la formazione gessoso-solfifera) è composto invece in prevalenza da scheletri di radiolarî, ed è un sedimento marino. L'opale può poi presentarsi in forma di tronchi fossili, costituendo il così detto *opale xiloide*, nel quale la microstruttura del legno è non di rado perfettamente conservata; splendidi i tronchi d'Egitto, presso il Cairo, e quelli dell'Arizona.

Usi dell'opale. — Le varietà iridescenti o di bella tinta si usano come gemma. Le farine fossili si impiegano come materiale coibente per isolazioni termiche, e come eccipiente della nitroglicerina, per fabbricare la dinamite; il tripoli per pulire i metalli.

Digitized by Google

2. Ossidi dei metalli fragili.

Quest'ordine non comprende alcuna specie minerale veramente importante per la diffusione e l'abbondanza in natura. Ne ricorderemo sommariamente alcune poche più notevoli.

Sénarmontite Sb_2O_3; forma ottaedri monometrici biancastri, con lucentezza adamantina. Rara in Sardegna e in Algeria; è qualche volta prodotta accidentalmente nei forni dove si trattano minerali d'antimonio. Ma il sesquiossido di antimonio è dimorfo, e si trova in natura anche in un'altra modificazione: la *valentinite*; questa è rombica, e si presenta alquanto più frequentemente dell'altra, in cristallini prismatici o lamellari, spesso aggruppati, bianchi o giallognoli, con facile sfaldatura {010} e viva lucentezza. Non è rara a Su Suergiu in Sardegna, alle Cetine di Cotorniano presso Rosía nel Senese, e all'Argentiera della Nurra; ma comune è specialmente a Bräunsdorf in Sassonia, sempre come prodotto di alterazione di minerali solforati dell'antimonio.

Tra i prodotti di alterazione atmosferica dell'antimonite, nelle nostre miniere di Toscana, dobbiamo poi ricordare due altri ossidi d'antimonio: la *cervantite* SbO_2, in aghetti sottili, o compatta, scarsa; e la *stibiconite*, od *ocra d'antimonio*, giallognola, terrosa, spesso in masse considerevoli e in pseudomorfosi distinte su antimonite; essa è un idrossido $H_2Sb_2O_5$.

Digitized by Google

3. Ossidi dei metalli.

Dovremo distinguere gli ossidi anidri dagli idrossidi.

a) *Ossidi anidri.*

Faremo precedere i *protossidi*, del tipo R'_2O o $R''O$, ai quali seguiranno i *sesquiossidi* R'''_2O_3, e finalmente i *biossidi* $R^{IV}O_2$.

Cuprite.

Comp. chim. — Cu_2O (ossigeno 11,2, rame 88,8%).

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. icositetraedrico-pentagonale, detta cl. della cuprite. I cristalli sono ordinariamente semplici ottaedri; comuni son pure {100} e {110}; rarissimi gli icositetraedri pentagonali (v. fig. 52, pag. 80). Una varietà, in sottilissimi cristallini aciculari, di forma cubica, allungati secondo uno spigolo del cubo, è la così detta *calcotrichite*.

Sfaldatura abbastanza distinta, ottaedrica.

Durezza = 3 ½. *P. spec.* = 6.

Lucentezza adamantina; colore rosso cupo; polvere rossa.

Al cannello, sul carbone, diventa nera; ridotta, con carbonato sodico, dà facilmente il globulo di Cu.

Giaciture e località. — La cuprite non è rara nei giacimenti cupriferi, dove rappresenta sopra tutto un minerale d'affioramento, o di *cappello*. I più bei gruppi cristallizzati provengono dalla Cornovaglia, dagli Urali, dalla Westfalia, dalla Prussia Renana,

Digitized by Google

dal Chile, dalla Bolivia. Grossi e bei cristalli, alterati superficialmente in malachite, si traevano dalle argille di Chessy, presso Lione. In piccola quantità, con rame nativo, la cuprite fu trovata in un filone di roccia eruttiva presso Pari, in prov. di Grosseto; pure con rame nativo fu osservata a Rocchetta di Vara (Massa Carrara), trà minerali di manganese e diaspri, con calcocite e covellite; nella miniera di Calabona (Alghero), si presenta anche in masse distintamente cristallizzate. Bellissima la calcotrichite di Morenci, nell'Arizona.

Usi della cuprite. — Dove sia abbondante, costituisce un eccellente minerale del rame.

Monometrico è anche il *periclasio* MgO, che in piccoli cristalli, con sfaldatura cubica, si trova intercluso in blocchi di calcare metamorfico al Monte Somma.

Più importante è un altro protossido, la *zincite* ZnO; questa cristallizza nel sistema esagonale, cl. della greenockite, ma ordinariamente si presenta in masse compatte, con sfaldatura basale mediocremente distinta, durezza = 4-4½, p. spec. = 5,6, di color rosso sangue scuro, con polvere aranciata. Costituisce un importante minerale dello zinco nel giacimento di contatto di Franklin Furnace nella N. Jersey.

Ricorderemo pure la *tenorite* CuO, che in squamette pseudoesagonali nere, lucenti, trasparenti in bruno se sottilissime, si trova come prodotto di sublimazione sulle lave del Vesuvio e dell'Etna; spesso è inverdita, per l'azione di HCl delle fumarole, e trasformata in un cloruro basico idrato: queste pseudomorfosi furono chiamate *atelina*, o *atelite*. Una varietà terrosa, nera, detta *melaconite*, si trova anche in masse notevoli, così da essere coltivata come

Digitized by Google

minerale di rame (Cu 79,8 %), in qualche località dell'America.

Corindone.

Comp. chim. — Al_2O_3 (ossigeno 47,1, alluminio 52,9 %).

Forma cristallina. — Sistema trigonale, cl. della calcite:

$$\alpha = 85°,47'.$$
$$(100) \wedge (111) = 57°,34'$$
$$(100) \wedge (010) = 93,56.$$

I cristalli, per lo più poveri di forme, hanno talora abito prismatico, per prevalenza di {10$\bar{1}$}, talora bipiramidale, per prevalenza di una bipiramide esagona di II ordine. Nella fig. 199, $a = \{10\bar{1}\}$, $R = \{100\}$; la combinazione delle due forme è largamente troncata da una faccia di base {111}, sulla quale si vedono le tracce di una geminazione lamellare polisintetica, non rara, secondo le facce del romboedro fondamentale *R*. In corrispondenza a queste lamelle di geminazione si nota una *pseudo-sfaldatura*, talora assai evidente; vera *sfaldatura* distinta nel corindone non si osserva.

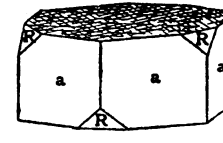


Fig. 199.

Durezza = 9. *P. spec.* = 4.

Lucentezza adamantina: $\omega = 1,768$; $\varepsilon = 1,760$ (Na). Il corindone puro è limpido ed incoloro (*leucozaffiro*); ma spesso è colorato, talora anche in tinte vive e distinte, che rendono prezioso il corindone come gemma, se trasparente. Di queste varietà co-

Digitized by Google

lorate ricorderemo: il *rubino*, rosso; lo *zaffiro*, azzurro; l'*ametista orientale*, violetto; il *topazio orientale*, giallo; lo *smeraldo orientale*, verde. Queste tre ultime varietà si dicono « orientali », per distinguerle dalle altre pietre più propriamente chiamate ametista, topazio e smeraldo, le quali col corindone nulla hanno che fare. Una varietà che a luce riflessa presenta una caratteristica luminosità stellata interna, ed è pure ricercata come gemma, dicesi *asteria*.

Al cannello il corindone è infusibile; inattaccabile dagli acidi, compreso il fluoridrico.

Giaciture e località. — Le varietà usate come gemma si trovano specialmente in giacimenti secondari, o alluvioni gemmifere, derivanti dallo sfacelo delle rocce (calcari saccaroidi e scisti cristallini) in cui la pietra era contenuta originariamente. Il rubino viene specialmente dalla Birmania; lo zaffiro dal Siam e da Ceylan; zaffiri multicolori dall'Australia e dal Montana. Corindone in cristalli policromi, non servibili come gemma, si trova nelle dolomie cristalline di Campolongo, nel Canton Ticino. Cristalli grossi di corindone grigio o brunastro, detto *spato adamantino*, o *corindone armofane*, si traggono da una roccia eruttiva filoniana di Trivero in Val Sèssera nel Biellese; filoncelli di pegmatite corindonifera si conoscono pure in Val Sabbiola (Valsesia), entro a rocce basiche, gabbriche e stronalitiche. Grossi cristalli e masse spatiche considerevoli si hanno negli Urali, nel Nord Carolina, e specialmente nel Canadà e al Madagascar.

Smeriglio si chiama la varietà granulare compatta, bruna per ossido di ferro, che polverizzata si usa per la lavorazione delle pietre dure, dei metalli, ecc.; essa trovasi principalmente a Naxos e nell'Asia Minore.

Riproduzione artificiale. — Le gemme del corindone, in tutti i colori naturali, ed anche in altre

Digitized by Google

varietà di tinte, prodotte per aggiunta di piccole quantità di sostanze estranee, si riproducono oggi con tutta facilità artificialmente, per fusione della polvere di Al_2O_3 al cannello ossidrico. Queste *pietre sintetiche*, o « ricostituite », come dicono i gioiellieri, se non presentano bollicine od altri difetti inerenti al loro modo di fabbricazione, non sono distinguibili in alcun modo sicuro dalle pietre naturali, di cui hanno la composizione chimica, la durezza, le proprietà ottiche e tutti gli altri caratteri, perchè non constano di una fase amorfa, vitrea, ma veramente di corindone cristallino. Anche in alcuni processi metallurgici (proc. alluminotermico) si ottiene come prodotto accessorio molto corindone sintetico cristallino (*alundum, corubino*), che viene usato come abrasivo, o come materiale refrattario.

Ematite.

Comp. chim. — Fe_2O_3 (ossigeno 30,1, ferro 69,9%).

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. della calcite. Isomorfa col corindone.

$$\alpha = 85°,42'.$$
$$(100) \wedge (111) = 57°,37'$$
$$(100) \wedge (010) = 94,—.$$

Un abito assai frequente è quello rappresentato dalla fig. 200, dove r è il romboedro diretto fondamentale $\{100\}$, r' un romboedro diretto ottuso $\{211\}$ e p la bipiramide esagona di II ordine $\{31\bar{1}\}$; la stessa combinazione è quella presentata dai cristalli elbani della Tav. XX. Nelle località alpine è invece largamente sviluppata la base $\{111\}$; nelle località vulcaniche poi i cristalli sono ridotti a sottilissime lamelle appiattite secondo $\{111\}$.

Digitized by Google

Geminazioni non sono rare, per rotazione di 180° intorno all'A_3; meno frequenti secondo le facce di {100}.

Sfaldatura distinta non si osserva.

Durezza = 6. *P. spec.* = 5,2.

Lucentezza metallica; colore grigio-acciajo scuro; polvere rossa. Frequenti le iridescenze, con splendidi colori superficiali, dovuti a interferenza.

Questi dati si riferiscono alla ematite cristallizzata, detta ordinariamente *ferro oligisto*; ma in natura sono pure molto comuni gli aggregati cristallini, fibrosi o fibroso-raggiati, concrezionati (Tav. XXI), spesso con superfice reniforme, mammellonare o stalattitica, e anche le masse compatte, fino a terrose. Queste varietà, che costituiscono la così detta *ematite rossa*, mancano di lucentezza metallica, e non di rado presentano, senza bisogno di essere polverizzate, la tinta rossa caratteristica del minerale; la varietà rossa, terrosa, di ematite, dicesi *ocra rossa*.

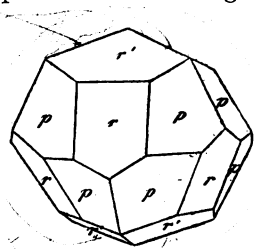


Fig. 200.

Al cannello, sul carbone, il minerale diventa nero e magnetico. In HCl si scioglie lentamente, con difficoltà, specialmente se cristallizzato.

Giaciture e località. — Come prodotto di sublimazione (o meglio di reazione tra composti volatili, come abbiamo visto già a pag. 226), si trova l'ematite sulle lave del Vesuvio, dell'Etna, di Stromboli, in belle laminette splendenti. Pure tabulari, spesso ricchi di TiO_2 come impurità, dovuta in parte a inclusioni o concrescimenti di rutilo, sono gli splendidi cristalli che si trovano nei litoclasi degli scisti

Digitized by Google

cristallini alpini, al S. Gottardo, nella Valle di Binn, nei Grigioni (Cavradi), ecc. Ferro oligisto in masse importanti, e ricche di maravigliose cristallizzazioni, si trova all'Elba, e nel Banato. Gruppi a rosa notissimi sono in particolare quelli del S. Gottardo; ma qualche bella rosetta fu trovata pure a Brosso, presso Ivrea, nel giacimento piritoso. Masse compatte si trovano abbondanti in Svezia. Ematite scagliosa, di aspetto micaceo, è un accessorio comune nei giacimenti di siderite delle Prealpi Lombarde. Copiosissima poi in innumerevoli località della Germania, della Spagna, d'America, ecc. è l'ematite rossa.

Una pseudomorfosi di ematite su magnetite, e fors'anche talora su pirite ottaedrica, sembra essere la così detta *martite*, di Rittersgrün in Sassonia, del Brasile, ecc.

Usi dell'ematite. — Dove sia abbondante, è uno dei migliori e più importanti minerali del ferro. L'ocra rossa serve come colore.

Cassiterite.

Comp. chim. — SnO_2 (ossigeno 21,4, stagno 78,6 %). È il primo dei biossidi che noi prendiamo a considerare; isomorfi con la cassiterite possono considerarsi: il *rutilo* TiO_2, la *polianite* MnO_2, e lo *zircone* $Zr\,Si\,O_4$: quest'ultimo minerale è però considerato dai più come un silicato.

Forma cristallina. — Sist. tetragonale, cl. bipiramidale ditetragonale, detta cl. della cassiterite:

$$a : c = 1 : 0{,}6723$$

$$(111) \wedge (1\bar{1}1) = 58°,19'$$

$$(110) \wedge (111) = 46,27.$$

Digitized by Google

I cristalli, prismatici più o meno tozzi, sono, si può dire, costantemente geminati, di due o più individui: piano di geminazione è una faccia della bipiramide tetragonale di II ordine {101}; la fig. 201, nella quale *m* è il prisma {110} e *s* la bipiramide fondamentale {111}, dà un'idea di questo tipo di geminato, assai noto sotto il nome, veramente poco espressivo, di *becco di stagno*. Un gruppo di bei cristalli, geminati a becco di stagno, è quello della Tav. XXII.

Sfaldatura imperfetta secondo {110}.

Durezza = 6 ½. *P. spec.* = 7.

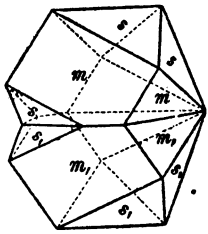


Fig. 201.

Lucentezza viva, traente all'adamantina. Colore vario, dal giallognolo al bruno, fino a nero in massa; la polvere è chiara, biancastra o gialliccia.

Al cannello, alla fiamma ossidante, il minerale è inalterabile; alla fiamma riducente, con carbonato sodico, dà pagliuzze di stagno metallico. Inattaccabile dagli acidi.

Giaciture e località. — La giacitura primitiva è quasi costantemente in filoni connessi a rocce eruttive granitiche, dove la cassiterite è accompagnata da quarzo, topazio, apatite, scheelite, wolframite, ecc.; essa si trova poi spesso concentrata in giacimenti secondari, alluvionali, per la sua grande resistenza agli agenti atmosferici, dai quali è inalterabile. Abbondante è nella Catena metallifera sassone-boema, in numerosissime località; in Cornovaglia; nella penisola di Malacca; nelle isole di Banka e Bilitong, presso Borneo; al Monte Bischof in Tasmania, ecc. In Bolivia la cassiterite si trova invece, cristallizzata o concrezionata, come prodotto di ossidazione superficiale di minerali solforati, e associata a mine-

rali piombo-argentiferi e bismutiferi. Cristallini rari e piccolissimi di cassiterite si trovano nel granito elbano, e affatto eccezionalmente anche in quello di Baveno; degno di essere citato, perchè già coltivato dagli Etruschi, ma di scarsa importanza, è il giacimento di Monte Valerio, presso Campiglia marittima, dove la cassiterite, in seguito ad azioni di trasporto chimico, trovasi racchiusa in un calcare, accompagnata da molta limonite.

Usi della cassiterite. — È assai ricercata, quale il principalissimo tra i minerali dello stagno.

Isomorfo con la cassiterite è, come sopra fu accennato, il *rutilo*, TiO_2. È questa la più comune e la più stabile delle tre modificazioni del biossido di titanio (v. pag. 240). I cristalli, prismatici, spessissimo geminati come quelli di cassiterite, presentano sfaldatura abbastanza perfetta secondo {100} e {110}; la durezza è = 6 ½; il p. spec. = 4,2. La lucentezza è viva, adamantina; il colore da rosso-sangue fino a bruno scuro, aranciato o giallo se in aghi sottilissimi. Il minerale è infusibile al cannello, e inattaccabile dagli acidi, fluoridrico compreso.

In cristalli, anche grossi, si presenta sopra tutto intercluso, o impiantato sulle pareti dei litoclasi, negli scisti cristallini alpini: a Traversella, nella Valle di Binn (Vallese), al Pfitsch tra Sterzing e il Gruppo della Zillerthal, a Limoges in Francia, ecc. Per la sua diffusione come elemento accessorio in molte rocce, e per la sua inalterabilità, è frequentissimo nelle sabbie. In Norvegia, e in qualche località americana, dove si presenta in masse coltivabili, è utilizzato per la preparazione di acciai speciali al titanio.

L'*ottaedrite*, od anatasio, è anch'essa una modificazione del biossido di Ti, che cristallizza, come il

Digitized by Google

rutilo, nella classe della cassiterite, ma con altro rapporto parametrico fondamentale. L'abito dei cristalli di ottaedrite è ordinariamente bipiramidale; anche la sfaldatura è diversa da quella del rutilo, e cioè basale e piramidale; il p. sp. = 3,9; profonde poi sono le differenze ottiche tra questa specie e la precedente. L'ottaedrite si presenta abbastanza comunemente, ma scarsa, in piccoli cristalli brillanti, giallognoli, bruni, od anche azzurrognoli, spesso nitidissimi e ricchi di forme diverse, nei litoclasi delle rocce scistoso-cristalline al S. Gottardo, nella Valle di Binn, nel Delfinato, nel Devonshire, nella Cornovaglia: rara da noi, a Sondalo in Valtellina, nella pietra ollare di Val Malenco, in qualche località della Val d'Aosta, ecc. Bei cristalli sciolti, con rutilo, si trovano nelle sabbie diamantifere del Brasile.

La *brookite* è la più rara delle tre modificazioni del TiO_2; cristallizza nel sistema rombico, in cristalli per lo più sottilmente tabulari, o lamellari secondo il pinacoide {100}. Il p. spec. è = 4; la lucentezza adamantina; il colore più frequente è il giallo bruno. Anche questo minerale, assai ricercato dai collezionisti, come il precedente, per la eleganza dei suoi cristallini, si trova nei litoclasi degli scisti cristallini, non di rado insieme con ottaedrite, in varie delle località sopra ricordate per quest'ultima. Come estrema rarità fu osservata nei litoclasi del gneiss di Beura (Ossola). Grossi cristalli neri, con abito bipiramidale, trovansi a Magnet Cove nell'Arkansas, e furono distinti col nome di *arkansite*; frequentemente i cristalli di arkansite sono trasformati in un aggregato cristallino di individui della modificazione più stabile: il rutilo.

Biossido di zirconio ZrO_2, in forma di piccolissimi e brillanti cristalli monoclini, è la *baddeleyite*, tro-

Digitized by Google

vata prima nelle sabbie del fiume Jacupiranga al Brasile, e di Rakvana a Ceylan; come rarità fu recentemente osservata nei projetti sanidinici del Vesuvio. La stessa composizione presentano anche grossi noduli concrezionati, a struttura raggiata (*favas*), che si trovano nelle alluvioni della Sierra de Caldas (Stato di Minas Geraes, Brasile), in tale quantità da potere essere utilizzati industrialmente.

Polianite.

Comp. chim. — MnO_2 (ossigeno 36,8, manganese 63,2 %).

Forma cristallina. — Il biossido di manganese è isomorfo col rutilo e con la cassiterite; ma i suoi cristallini, in forma di combinazioni di un prisma con una bipiramide tetragonali, sono piccoli e poco distinti, di solito riuniti in croste, o masse granulari.

Durezza = 6 ½. *P. spec.* = 5.

Lucentezza metallica; colore grigio acciajo scuro.

Nel tubo chiuso la polianite svolge ossigeno; trattata con HCl a caldo svolge Cl; alla perla di borace (fiamma ossidante) dà intensa la colorazione violetta caratteristica del Mn.

Giaciture e località. — La polianite è un minerale raro, che si trova a Platten in Boemia, e in qualche località della Sassonia e della Cornovaglia.

La forma più comune del biossido di manganese è invece la così detta *pirolusite*.

Questa, che non è una vera specie minerale morfologicamente ben definita, costituisce masse bacillari fascicolate o raggiate, con lucentezza metallica, di colore grigio-acciajo fino a nero-ferro, con polvere nera, di composizione MnO_2, e con le stesse reazioni

Digitized by Google

della polianite; ma è tenera, friabile, talora incoerente. Si tratta ordinariamente di pseudomorfosi su manganite, come dimostrano anche il tipo rombico e la striatura dei cristalli prismatici, che talora si osservano; ma anche dall'alterazione di altri minerali di manganese hanno origine delle masse di biossido, riunite di solito sotto il nome di pirolusite, e utilizzate industrialmente.

Abbondante è la pirolusite nell'Isola di S. Pietro, in prov. di Cagliari; mista con minerali di ferro costituisce una massa notevole al Monte Argentario; notevole per la grande purezza è la pirolusite trovata presso Padria (Alghero), in banchi al contatto fra calcari e rocce trachitiche. Singolare il fatto che alcune tra le pirolusiti, che in scarsa quantità furono osservate in altre località della Sardegna settentrionale, sempre a contatto con rocce trachitoidi, contengono tungsteno, talora in sensibile proporzione. In Toscana, e sopra tutto in Liguria (Casarza), sono frequenti piccoli giacimenti di minerali di Mn, volgarmente definiti come pirolusite, ma spesso almeno in parte spettanti a manganite, associati a minerali di rame, e in relazione con rocce eruttive gabbriche o serpentinose.

I più notevoli ed importanti giacimenti manganesiferi sono quelli dell'Harz, della Turingia e dell'Assia, in Germania; di Tschiaturi, nel Caucaso; dell'India; del Brasile.

Usi della pirolusite. — La pirolusite e la polianite sono usate nell'industria vetraria. Come altri minerali del manganese, sono poi largamente impiegate nella siderurgia.

Digitized by Google

b) Idrossidi.

MANGANITE.

Comp. chim. — $MnO(OH) = Mn_2O_3.H_2O$.

Forma cristallina. — Sistema rombico; i cristalli, prismatici, sono fortemente striati e solcati parallelamente all'asse verticale, e spesso riuniti in gruppi fascicolati paralleli (Tav. XXIII). Nel cristallo della fig. 202, le facce *m*, profondamente striate, sono quelle del prisma {110}, $u = \{101\}$, $c = \{001\}$.

Sfaldatura perfetta secondo il pinacoide {010}; meno perfetta secondo il prisma {110}.

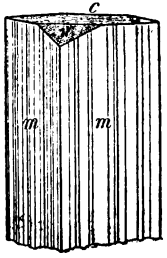


Fig. 202.

Durezza = 4. *P. spec.* = 4,3.

Lucentezza metallica o sub-metallica; colore grigio acciajo, fino a nero ferro.

Il colore della polvere è bruno rossiccio se il minerale è fresco; nerastro se alterato e passante a pirolusite.

Nel tubo chiuso la manganite svolge acqua. Alla perla dà la reazione del manganese.

Giaciture e località. — Si trova sopra tutto in filoni presso Ilfeld nell'Harz, pr. Ilmenau in Turingia, come pure in tutte le altre località ricordate per la pirolusite, la quale, come fu avvertito, è generalmente un prodotto di alterazione della manganite.

Usi della manganite. — Dove sia abbondante, è un utile minerale del manganese (Mn 62,4 %).

Isomorfi con la manganite, e da riunirsi perciò con

Digitized by Google

questa in un gruppo, sono due sesquiossidi idrati, uno di alluminio e uno di ferro: il diaspòro e la göthite.

Il *diaspòro*, $AlO.(OH) = Al_2O_3.H_2O$, è una specie poco comune; i cristalli bene sviluppati, rombici, prismatici, con facilissima sfaldatura {010}, sono assai rari; il minerale si presenta di solito in squame o aggregati scagliosi, variamente colorati per impurezze, bianchi se puri, con lucentezza madreperlacea, infusibili al cannello, e molto difficilmente solubili negli acidi. Costituisce sopra tutto un componente accessorio nei giacimenti di smeriglio; rari e bei cristallini se ne osservano, insieme a corindone, nella dolomia saccaroide di Campolongo (Canton Ticino).

La *göthite* è assai più importante e più diffusa. Essa ha la composizione $FeO.(OH) = Fe_2O_3.H_2O$, e cristallizza in forme del sistema rombico, simili a quelle degli altri due minerali del gruppo: di solito sono prismi allungati e striati, con facile sfaldatura {010}. Ma più spesso che in distinti cristalli è in masse aggregate fibroso-raggiate o compatte; le varietà squamose furono chiamate *lepidocrocite*.

Il colore è brunastro in massa; la polvere è giallastra o giallo-bruniccia. Scaldata nel tubo chiuso dà acqua, e la polvere diventa rossa.

La göthite è un minerale che si origina comunemente per via secondaria, dalla alterazione di solfuri e di altri composti di ferro; quando sia compatta non è molto facile a distinguersi dalla limonite, prodotta in analoga maniera. Cristallizzata si trova specialmente in Cornovaglia, nel Nassau, ecc.; in masse raggiate, a superfice mammellonare vellutata, non è scarsa nelle miniere di Přibram in Boemia.

Molto simile nell'aspetto, con struttura fibroso-raggiata, bruno-giallastra, con polvere gialla, ma più idrata, di composizione $Fe_2O_3.2H_2O$, è la *xantosiderite* di Ilmenau in Turingia.

Digitized by Google

Limonite.

Comp. chim. — Idrossido ferrico, di composizione abbastanza varia; per lo più prossima a $2Fe_2O_3 . 3H_2O$ (ossigeno 25,7, ferro 59,8, acqua 14,5 %).

Forma cristallina distinta la limonite non ha mai; talvolta ha struttura cristallina aggregata, fibroso-raggiata, e spesso concrezionata, zonato-concentrica; non raramente stalattitica, o pisolitica, od oolitica; altre volte è compatta, o terrosa.

Probabilmente la limonite è una miscela, in proporzioni assai mutevoli, di una sostanza cristallina e di una sostanza colloide; alcune varietà, distinte col nome di *stilpnosiderite*, sembrano anzi interamente colloidi.

La *durezza* è = 5 ½ circa nelle varietà cristalline; ma la durezza apparente è molto più bassa negli aggregati; il *p. sp.* è vicino a 3,8. La lucentezza è discretamente viva e sub-metallica, con tinta bruna molto scura, nelle varietà compatte; le masse terrose sono giallastre; gialla è sempre la polvere.

Il minerale scaldato nel tubo chiuso dà acqua, e la polvere diventa rossa. Al cannello, sul carbone, diventa nero e magnetico.

Giaciture e località. — La limonite è il più comune e il più stabile dei composti formati alla superfice terrestre per alterazione di altri minerali di ferro; essa costituisce in buona parte il cappello di ossidazione dei giacimenti metalliferi solforati; si trova poi frequentemente pseudomorfa di pirite, di marcasite, di siderite, ecc. Come deposizione diretta, attuale, per via prevalentemente organogena, si trova sul fondo di laghi e paludi nell'Europa settentrionale (ferro delle paludi). In strati molto vasti e potenti,

Digitized by Google

assai impuri, a struttura oolitica, costituisce le *minettes* della Lorena e del Lussemburgo, intensamente coltivate per l'industria siderurgica. All'Elba se ne hanno masse accessorie, notevoli talora per le splendide iridescenze superficiali; da alterazione di pirite è derivata la limonite estratta in passato dalla miniera della Gaeta, pr. Acquaseria, sul lago di Como, e quella di Val d'Aspra, nel territorio di Massa Marittima. Una certa importanza dal lato minerario sembrano avere le masse limonitiche di Pazzano pr. Stilo in Calabria, e quelle dell'Ogliastra in Sardegna. *Ocre gialle* e *terre gialle*, formate di limonite pulverulenta impura, si trovano nel Veronese, nel Carso, ecc., dove sembrano rappresentare per la massima parte il residuo della dissoluzione meteorica di calcari leggermente ferruginosi. Una varietà fina di ocra gialla è anche la *terra di Siena*.

Usi della limonite. — Benchè spesso impura, si usa oggi largamente per la preparazione della ghisa e del ferro, essendo l'industria siderurgica riuscita a liberare facilmente i suoi prodotti dalle impurità più moleste, come l'acido fosforico.

Brucite.

Comp. chim. — $Mg(OH)_2$.

Forma cristallina. — Sist. trigonale; per lo più il minerale si presenta in masse lamellari, incolore o biancastre, con facile *sfaldatura* secondo la base, lucentezza madreperlacea, *durezza* = 2,5, *peso spec.* = 2,4, e con un aspetto che ricorda un poco quello del gesso, var. selenite; si presenta anche in aggregati fini, squamoso-compatti, o in croste cristalline.

Scaldata nel tubo chiuso, dà acqua; infusibile; solubile negli acidi forti.

Digitized by Google

Giaciture e località. — Si trova come riempimento di litoclasi in rocce serpentinose; meno comunemente nei calcari metamorfici; particolarmente bella quella di Hoboken, nel New Jersey. In Italia ne abbiamo in rocce eruttive basiche (serpentine) a Emarese e a Cogne in Val d'Aosta, e in Val Malenco; abbondante al Monte Ramazzo sulla Riviera di Ponente; nei calcari metamorfici (*predazzite*) a Predazzo in Val di Fiemme, e presso Teulada nel Sulcis in Sardegna.

Idrargillite.

Comp. chim. — $Al(OH)_3 = Al_2O_3 . 3H_2O$.

Forma cristallina. — Sist. monoclino; i cristalli, piccoli e poco bene sviluppati, sono lamellari secondo la base, a contorno esagono, con facile sfaldatura secondo {001}, teneri, con lucentezza madreperlacea. Di solito il minerale si presenta in masse scagliose, concrezionate o stalattitiche.

Nel tubo chiuso svolge acqua; al cannello è infusibile; decomponibile da H_2SO_4 concentrato.

Giaciture e località. — La idrargillite (sin.° *gibbsite*) cristallizzata e pura è scarsa; si possono ricordare come località principali: Slatoust negli Urali, e Richmond nel Massachussetts.

La idrargillite cristallina sembra poi essere il componente principale e caratteristico di quella roccia tanto diffusa nei paesi tropicali, nota sotto il nome di *laterite*, dal colore di terra cotta, dovuto all'abbondanza di ossido ferrico: essa è il prodotto dell'alterazione atmosferica di rocce silicate, sotto l'azione di una energica idrolisi, con dilavamento dei metalli alcalini, alcalino-terrosi, e della silice.

Digitized by Google

Bauxite.

È un idrossido di alluminio molto importante, perchè diffuso in grandi masse, e perchè costituisce oggi la materia prima per la estrazione dell'alluminio. Si presenta con aspetto terroso o compatto, di colore vario, per lo più giallastro o rossastro, ed è spesso assai impura di ossido ferrico, anidro, rosso, o idrato, giallo. Non è una sostanza a composizione definita e costante, ma sembra risultare da una massa colloide di idrossido di alluminio $Al_2O_3 . n\,H_2O$, prevalente, con quantità varie di diasporo, di idrargillite e forse anche di caolino. Probabilmente costituisce il prodotto di una alterazione superficiale, con parziale dissoluzione per opera degli agenti atmosferici, di rocce silicate od anche calcareo-argillose. Essa può del resto essere a più giusto titolo considerata come una roccia, anzi che come un minerale propriamente detto.

In Italia, giacimenti molto estesi e discretamente importanti sono quelli che si trovano nell'Abruzzo Aquilano, nel gruppo del Monte Velino, nei Monti Marsicani, e nei monti del Matese in prov. di Caserta; si tratta di lenti e strati compresi tra i calcari bianchi del Cretaceo. Anche nell'Istria, nella Dalmazia e nella Croazia si hanno numerosi giacimenti di bauxite. Masse notevoli fuori d'Italia sono quelle di Baux presso Arles, in Francia, di Wochein in Carniola, dell'Arkansas, dell'Alabama e della Georgia negli Stati Uniti.

Oltre che per la elettrometallurgia dell'alluminio, la bauxite è impiegata, meno comunemente, come materiale refrattario.

Digitized by Google

Sassolite.

Comp. chim. — $B(OH)_3 = B_2O_3 . 3H_2O$. È dunque acido borico naturale.

Forma cristallina. — Sist. triclino; i cristalli, tabulari secondo la base, hanno contorno esagonale, e *sfaldatura* facile e perfetta secondo {001}; le laminette sono pieghevoli, tenerissime e dolci al tatto. La lucentezza è madreperlacea. In natura la sassolite forma aggregati scagliosi.

Solubile facilmente nell'acqua calda; tinge in verde la fiamma.

Giaciture e località. — Come prodotto di sublimazione, scarsa, associata a solfo, si trova in alcuni crateri vulcanici, e in particolare in quello dell'Isola Vulcano nelle Eolie. La maggior fonte della produzione naturale è data però dai così detti *soffioni boriferi* della Toscana, getti di vapore acqueo caldissimo, di origine endogena, che erompono da fratture del suolo, trascinando con sè una forte quantità di acido borico: questo è infatti assai volatile in corrente di vapore. Per ricavarlo industrialmente, i vapori dei soffioni si fanno gorgogliare a traverso l'acqua di bacini artificiali, detti *lagoni*, dove si condensa l'acido borico, il quale si estrae poi per evaporazione.

I soffioni boriferi sono disseminati in gran numero, nelle province di Pisa e di Grosseto (Lago, Monterotondo, Travale, Sasso, Larderello, ecc.).

Usi della sassolite. — L'acido borico naturale in parte si usa come tale, in medicina, ecc., e in parte viene adoperato per la fabbricazione del borace.

Digitized by Google

PSILOMELANO.

Comp. chim. — Sotto questo nome si comprendono gli ossidi misti di manganese, contenenti inoltre quantità variabili di ferro, bario e potassio, composti che forse più correttamente andrebbero collocati fra i manganiti.

Il psilomelano non è cristallizzato; talvolta è concrezionato, in forme stalattitiche di colore nerastro, abbastanza dure e compatte; ma se ne conoscono varietà terrose, brunicce, soffici, leggerissime, e tanto poco coerenti che sporcano le mani come la grafite; queste sono note sotto il nome di *wad*, o *psilomelano suberiforme*. Anche le eleganti dendriti nere o brunastre, che si osservano nei litoclasi delle più svariate rocce (Tav. XXIV), si riferiscono ordinariamente a psilomelano.

Giaciture e località. — È un minerale accessorio non scarso in parecchi giacimenti di pirolusite, e all'affioramento dei banchi di siderite manganesifera, dove questa venne alterata dagli agenti atmosferici. Note ai collezionisti le varietà della miniera di Romanèche in Francia (Saône-et-Loire), distinte col nome di *romanèchite*.

Digitized by Google

CLASSE VI.

SALI OSSIGENATI.

1. Carbonati.

a) *Carbonati anidri.*

Tra questi, il posto principale è tenuto dal gruppo isodimorfo della calcite-aragonite, del quale abbiamo fatto cenno a pag. 252; alla serie trigonale faremo seguire la descrizione della dolomite, benchè essa sia un sale doppio e non appartenga al gruppo della calcite in senso stretto.

CALCITE.

Comp. chim. — $CaCO_3$ (anidride carbonica 44,0, ossido di calcio 56,0 %). Contiene spesso Fe e Mg come impurità.

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. scalenoedrica ditrigonale; detta cl. della calcite:

$$\alpha = 101°,55'$$

$$(100) \wedge (111) = 44°,36\frac{1}{2}'$$
$$(100) \wedge (010) = 74,55$$
$$(110) \wedge (111) = 26,15$$
$$(20\bar{1}) \wedge (2\bar{1}0) = 35,36$$
$$(20\bar{1}) \wedge (02\bar{1}) = 75,22.$$

Digitized by Google

I cristalli hanno abito vario assai, e nelle figg. 2, 3, 4 a pag. 10, 63 a pag. 92, e 66 a pag. 96, ne abbiamo visto alcuni, semplici o combinati. La fig. 203 ci presenta la combinazione del comunissimo scalenoedro diretto $\{201\} = v$ col romboedro fondamentale $\{100\} = r$; la fig. 204 è invece la combinazione del prisma esagono di I ordine $\{2\bar{1}\bar{1}\}$ col romboedro inverso ottuso $\{\bar{1}10\}$. Altri esempi offrono i campioni figurati nelle tavole: quelli della Tav. XXV sono scalenoedri $\{201\}$; romboedri fondamentali $\{100\}$ quelli della Tavola XXVI; romboedri inversi acuti quelli poco distinti e aggruppati della Tav. XXVII.

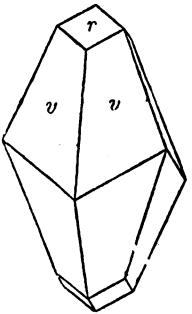


Fig. 203.

Geminazioni sono frequenti, secondo varie leggi; le più comuni sono per rotazione di 180° intorno all'A_3, o per riflessione speculare rispetto ad una faccia del romboedro inverso ottuso $\{\bar{1}10\}$: quest'ultima è la geminazione che si ottiene anche per scorrimento (v. pag. 237). Più rara è la geminazione secondo una faccia di romboedro fondamentale $\{100\}$, che dà bellissimi cristalli « a farfalla », dei quali si trovano magnifici esemplari in alcune località d'Inghilterra; geminato secondo questa legge è il cristallo della fig. 205, nella quale $a = \{2\bar{1}\bar{1}\}$, $v = \{201\}$.

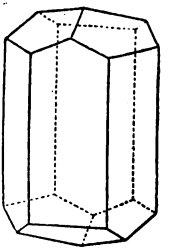


Fig. 204.

Sfaldatura facilissima, perfettissima e caratteristica, secondo $\{100\}$ (v. Tav. XXVIII).

Scorrimenti facili secondo le facce di $\{\bar{1}10\}$.

Digitized by Google

Durezza = 3. *P. spec.* = 2,72.

Lucentezza vitrea; birifrazione molto forte, negativa, come si può riconoscere nella varietà spatica limpida ed incolora, detta *spato d'Islanda*: ω = = 1,6585; ε = 1,4863 (Na).

In natura il minerale, oltre che puro, incoloro o biancastro, si trova tinto nei più varî colori da impurezze di ogni natura.

Solubile facilmente negli acidi, anche freddi e diluiti, con viva effervescenza.

Calcinata, alla pressione ordinaria, a circa 900°, la calcite si dissocia in CaO (calce viva) e CO_2 gasoso. Scaldata invece in recipiente chiuso, in atmosfera di CO_2, sotto pressione sufficente, a 970° la calcite subisce una trasformazione in altra fase cristallina, con essa eteromorfa; a 1289°, sotto una pressione di 110 atm. di CO_2, fonde senza decomporsi. In acqua pura è quasi affatto insolubile; solubile abbastanza in acqua contenente disciolto CO_2; quando questo si liberi dalla soluzione, $CaCO_3$ si ridepone allo stato solido.

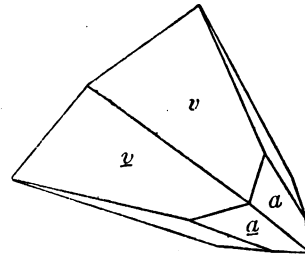


Fig. 205.

Giaciture e località. — In cristalli, anche grossi e splendidi per ricchezza di forme e nitidezza di facce, la calcite si trova in un grandissimo numero di località, entro alle rocce più varie. Anzitutto può dirsi che non esista una massa calcarea nei cui litoclasi non si trovino cristalli di calcite; distinti e abbastanza grossi quelli romboedrici della Porretta, nel-

Digitized by Google

l'Appennino Bolognese (Tav. XXVI). Ma anche nelle rocce eruttive la calcite tappezza frequentemente le cavità e le spaccature; nel granito di Baveno, per es., non è rara, in cristalli di abito vario, qualche volta con accrescimenti tabulari o sottilmente lamellari secondo la base; nei basalti del Vicentino (Montecchio Maggiore) e nelle leucititi del Lazio sono frequenti le geodi con brillanti cristalli di calcite; ma incomparabili per limpidezza e grossezza sono quelli trovati come riempimento secondario di cavità in un basalto di Islanda (Eskifjord), e costituenti lo *spato*, così prezioso per la costruzione di apparecchi ottici, ma oramai pur troppo diventato assai raro. Anche gli scisti cristallini del Gottardo, del Tirolo, della Valtellina, forniscono grosse druse di calcite, formatasi nelle spaccature, per deposizione delle acque ivi circolanti.

Notissimi, per l'abbondanza delle inclusioni di sabbia quarzosa, i cristalli aggruppati di Fontainebleau (Tav. XXVII) e di Bad Lands, nel Dakota, formati entro a rocce arenacee incoerenti.

I più splendidi tra i cristalli di calcite sono tuttavia quelli che si trovano in molti giacimenti metalliferi, specie filoniani. Druse di calcite provenienti dai filoni argentiferi del Sarrabus in Sardegna, di Freiburg in Boemia, di Guanajuato nel Messico e di cento altre località, sono largamente diffuse in tutte le collezioni. Limpidissimi e grossi sono i cristalli di calcite del giacimento di rame nativo sul Lago Superiore, non raramente includenti cristallizzazioni di rame, dal vivo splendore metallico; giganteschi quelli della miniera di Joplin, nel Missouri, con galena e blenda. Mirabili per la perfezione delle forme cristalline e la abbondanza delle geminazioni sono poi i cristalli delle miniere inglesi, del Cumberland, del Derbyshire (Tav. XXV) e del Durham.

Digitized by Google

La calcite spatica, più o meno torbida, in masse anche notevoli, dalle quali si possono trarre colossali romboedri di sfaldatura, riempie numerose spaccature in rocce calcaree e dolomitiche di ogni località. Comuni sono pure le *stalattiti* e le *stalagmiti*, forme di concrezione per sgocciolamento, che ornano la vôlta e il suolo di numerose caverne entro a rocce calcari: famose quelle delle grotte di Postumia (Adelsberg) nella Venezia Giulia, del Carso triestino, della Vall'Imagna, della Val Seriana, di Albenga in Liguria, ecc.

La calcite concrezionata fibroso-raggiata e zonato-concentrica, spesso gialla o bruniccia, anche variegata o tartarugata, quando sia in esemplari sufficentemente grandi, viene levigata e usata come prezioso materiale da decorazione, sotto il nome di *alabastro calcareo*, od *orientale*; questo è abbastanza frequente, in piccole masse, in molte località alpine (Tav. XXIX); magnifico quello proveniente dall'Africa settentrionale, così largamente usato dagli antichi Romani.

Le rocce composte di calcite sono dette *calcari*; calcari cristallini puri sono i marmi saccaroidi di Carrara, come pure il pario, il pentelico e altri di Grecia. Si hanno poi: i calcari semi-cristallini e i compatti, bianchi o colorati in varia guisa, usati come pietra da taglio o da decorazione; i calcari argillosi o marnosi, i siliciferi, gli arenacei, contenenti varie impurità clastiche od organogene, in misura talora notevole, e pure essi usati molto come materiali da costruzione; i travertini, calcari di incrostazione, che ancor oggi vediamo formarsi intorno alle cascate di acque calcarifere; i calcari farinosi, o *craies*, di origine organogena, non cementati, ricchi di foraminifere e di altri avanzi fossili calcarei; le lumachelle, calcari zeppi di conchiglie fossili, usati

Digitized by Google

còme materiali ornamentali; e infiniti altri tipi di varietà, sui quali non possiamo fermarci qui, essendo compito nostro parlare dei minerali e non delle rocce.

Usi della calcite. — Lo spato limpido è ricercatissimo per la costruzione di apparecchi di polarizzazione. Le rocce calcaree hanno impieghi molteplici nell'arte di costruire: sia come tali, quali pietre da taglio o da decorazione; sia per la preparazione delle calci, grasse o idrauliche, e dei cementi, a lenta o a rapida presa, materiali cementanti che si ottengono mediante la calcinazione (cottura) di calcari dei diversi tipi.

MAGNESITE.

Comp. chim. — $MgCO_3$ (anidride carbonica 52,4, ossido di magnesio 47,6 %).

Forma cristallina. — Isomorfa con la calcite:

$$\alpha = 103°,18\ ½'$$
$$(100) \wedge (01\bar{1}) = 72°,36'.$$

I cristalli sono poveri di forme, con abito prismatico tozzo, o romboedrico.

Sfaldatura perfettissima secondo {100}.

Durezza = 4. *P. spec.* = 3.

Lucentezza vitrea; colore per lo più bianco.

La magnesite si scioglie con qualche lentezza e difficoltà negli acidi; con acidi molto diluiti e freddi non dà effervescenza.

Giaciture e località. — Cristallizzata, si trova in romboedri interclusi negli scisti talcoso-cloritici dell'Alto Adige (Pfitsch) e del Tirolo (Zillerthal), e in prismetti limpidi piantati sul quarzo in Val

Digitized by Google

Malenco. Ordinariamente però la magnesite si presenta in masse compatte o terrose, bianche (*giobertite*), derivanti dalla alterazione di rocce oliviniche, e ricercatissime come un eccellente materiale refrattario. In Italia ne abbiamo in Piemonte, nel Canavese (Baldissero e Castellamonte), allo sbocco della Valle di Susa (Casellette), e presso Càsole d'Elsa, in prov. di Siena, nella serpentina; ma il più importante giacimento italiano è quello di Castiglioncello, nei Monti Livornesi. Abbondante la magnesite compatta è specialmente nell'isola di Eubea, in quella di Lemnos, e in Macedonia.

I cospicui giacimenti di Stiria constano invece per lo più di magnesite a struttura granulare cristallina, o spatica, e sembrano, almeno per buona parte, dovuti ad una trasformazione metasomatica del calcare, prima in dolomite, poi in magnesite.

Siderite.

Comp. chim. — $FeCO_3$ (ferro 48,2 %); spesso manganesifera.

Forma cristallina. — La siderite è isomorfa con le due specie precedenti:

$$\alpha = 103°,4\ ½'$$
$$(100) \wedge (111) = 43°,23'$$
$$(100) \wedge (010) = 73,—.$$

I cristalli, formati di solito dal solo romboedro fondamentale, sono piuttosto scarsi. Il minerale si presenta ordinariamente in masse spatiche o granulari, dette appunto *ferro spatico*.

Sfaldatura perfetta secondo {100}.

Durezza = 4. *P. spec.* = 3,8.

Digitized by Google

Il minerale fresco è gialliccio chiaro; ma imbrunisce facilmente per opera degli agenti atmosferici; e se manganesifero, può anche diventar nero alla superfice.

All'affioramento è spesso alterato, con formazione di limonite.

Lucentezza madreperlacea sulle facce di sfaldatura fresca.

Al cannello, sul carbone, diventa nero e magnetico, senza fondere. Si scioglie assai lentamente negli acidi; se questi sono diluiti e freddi, non dà effervescenza.

Giaciture e località. — In cristalli, e come matrice in filoni piombo-argentiferi, la siderite si trova sopra tutto nell'Harz, a Freiberg, in Westfalia e in Cornovaglia (Redruth); spatica, con blenda, calcopirite e pirrotite, a Carona, sopra Cedégolo in Valcamonica, ecc. In masse considerevoli, stratificate o filoniane (v. pag. 289), accompagnata spesso da ematite micacea, la siderite è nota in varie località di Lombardia, specie nelle Prealpi Bergamasche e Bresciane (Val Seriana, Val di Scalve, Valtrompia, Valcamonica), dove è stata nel secolo scorso oggetto di intensa coltivazione per l'industria siderurgica; negli ultimi tempi, le necessità delle industrie belliche e i perfezionamenti della tecnica hanno ravvivato alquanto queste lavorazioni. Un bel filone di siderite spatica mista a calcopirite si sfruttava in passato a Dongo, sul Lago di Como. Un banco importantissimo e ricco di siderite è quello scoperto e coltivato nella Nurra (Sardegna settentrionale); sembra anzi che questo sia uno dei più promettenti, tra i pochi giacimenti ferriferi italiani di qualche entità.

Più potenti giacimenti sono quelli della Stiria e della Carinzia; in Inghilterra la siderite si trova in masse concrezionari notevoli, alternanti col carbon fossile.

Digitized by Google

Usi della siderite. — È uno dei principali e dei migliori minerali del ferro.

SMITHSONITE.

Comp. chim. — $ZnCO_3$ (zinco 52,1 %).
Forma cristallina. — Isomorfa con le precedenti:

$$\alpha = 103°,28'$$
$$(100) \wedge (010) = 72°,20'.$$

Rara in distinti cristalli; comune in forme concrezionate, anche stalattitiche, o cavernose, nelle quali è spesso evidente l'origine metasomatica.

Sfaldatura {100}, riconoscibile dove il minerale sia distintamente cristallino.

Durezza = 5. *P. spec.* = 4,3-4,4.

Bianco se puro, il minerale è invece normalmente tinto in grigio, giallastro o rossastro, da varie impurezze; comuni anche le tinte vivacemente azzurre, o verdi, quando la smithsonite sia cuprifera.

Solubile facilmente in acidi. Al cannello dà l'aureola dello zinco, gialla a caldo, bianca a freddo.

Giaciture e località. — In masse metasomatiche, presso il contatto tra il calcare raibliano e la sottostante dolomia, la smithsonite, mista quasi sempre a calamina, è largamente diffusa in Lombardia, specialmente in Val Seriana (Gorno, Oneta, Premolo, Parre) e in Val Brembana (S. Giovanni Bianco, Camerata Cornello, S. Pietro d'Orzio, Dossena), dove è oggetto di attiva coltivazione; anche più considerevoli dal lato minerario sono le masse smithsonitico-calaminari della Sardegna (Monteponi, Malfidano, Masua). Il giacimento di Raibl e Bleiberg, a cavaliere della frontiera italo-austriaca in Carinzia,

Digitized by Google

va pure ricordato come importante; geologicamente è della stessa natura ed età dei già ricordati giacimenti lombardi.

Località notevoli estere sono particolarmente: la Vieille Montagne, nel Belgio; Iserlohn in Westfalia; Tarnowitz nell'alta Slesia; il Laurion in Grecia; la prov. di Santander, in Spagna; e varie miniere del Missouri, della Pennsilvania e dell'Arkansas.

Usi della smithsonite. — È uno tra i migliori e più ricercati minerali dello zinco.

Al gruppo della calcite appartiene anche la *rodocrosite* $MnCO_3$. I cristalli sono piuttosto scarsi e poco distinti; la sfaldatura è romboedrica, assai facile; la durezza = 4; il p. sp. = 3,5; il colore, se il minerale è fresco, è un bel roseo carnicino, che facilmente si macchia di nero per alterazione all'aria. Solubile negli acidi; dà energica reazione del manganese alla perla di borace. È abbastanza diffusa a Schemnitz e Kapnik in Ungheria, e a Nagyag in Transilvania; si trova pure: a Freiberg in Sassonia; a Franklin Furnace nel New Jersey; nel Colorado e nel Nevada, dove è veramente abbondante; così pure presso Huelva, nella Spagna meridionale, e a Las Cabesses nell'Ariège, Francia.

È considerato un importante minerale del manganese, e come tale ricercato e coltivato.

Allo stesso gruppo spetta anche la rara *sferocobaltite* $CoCO_3$, che in piccolissime quantità fu osservata in qualche nostra miniera di pirite (Libiola, sulla Riviera di Levante).

Una miscela dei carbonati di Mg e Fe è la *breunnerite*.

La *mesitite* $2\,MgCO_3.FeCO_3$ si trova in bei romboedri ottusi, lenticolari, brunicci, insieme con dolomite, quarzo, pirite, magnetite, ecc. a Traversella e

Digitized by Google

a Brosso presso Ivrea. La *pistomesite* è considerata come formata da $MgCO_3.FeCO_3$. L'*ankerite* pare una miscela dei tre carbonati di Ca, Mg, Fe.

Dolomite.

Comp. chim. — $CaMg(CO_3)_2$ (carbonato di calcio 54,3, carbonato di magnesio 45,7 %). Come abbiamo già altrove notato, la dolomite è un sale doppio, ed è simmorfa, non isomorfa, con la calcite e la magnesite.

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. romboedrica, detta anche cl. d. dolomite:

$$\alpha = 102°,38'$$
$$(100) \wedge (111) = 43°,52'$$
$$(100) \wedge (010) = 73,45.$$

I cristalli sono ordinariamente formati dal solo romboedro fondamentale {100}, i cui vertici ottusi sono spesso troncati dalla base {111}. Geminazione assai frequente, per rotazione di 180° intorno all'A_3; nei gemelli secondo questa legge, spesso i due individui presentano dimensioni molto diverse (fig. 206).

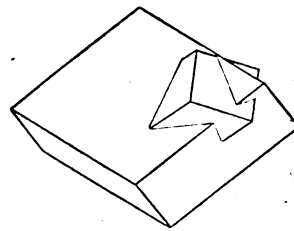


Fig. 206.

Sfaldatura facile e perfetta secondo {100}.

Durezza = 3 ½. *P. spec.* = 2,85.

Lucentezza vitrea, madreperlacea sulle facce di sfaldatura. Limpido e incoloro se puro, il minerale può essere tinto in gialliccio o in grigio da impurità.

Digitized by Google

Negli acidi forti si scioglie con discreta facilità; con acidi freddi e diluiti non dà sensibile effervescenza.

Giaciture e località. — In cristalli incolori e limpidissimi la dolomite si presenta nella dolomia saccaroide della Valle di Binn, nel Vallese; in piccoli e numerosi romboedrini, talora aggruppati e selliformi, riveste si può dire costantemente le cavità così frequenti nelle nostre dolomie, in Lombardia, nel Trentino, nel Cadore; in gruppi selliformi si osserva pure nei litoclasi del marmo di Carrara, con calcite e quarzo; bellissimi i gruppetti che si incontrarono, con quarzo, muscovite, ecc., negli scisti cristallini, in occasione del traforo del Sempione (Tav. XXXIV). I più perfetti cristalli, notevoli anche per le dimensioni, sono però quelli di Traversella e di Brosso, presso Ivrea, dove accompagnano la pirite e la magnetite; anche nelle miniere di Schemnitz in Ungheria e di Freiberg in Sassonia è comune la dolomite, in cristalli per lo più aggruppati.

Dolòmie si chiamano le rocce composte di dolomite: masse organogene, spesso fossilifere, talora compatte, ma più spesso semi-cristalline od anche veramente saccaroidi.

Usi della dolomite. — La dolomite e le dolomie costituiscono la materia prima per la preparazione della magnesia e dei sali di magnesio; con la calcinazione se ne trae una calce grassa, che si può usare come quella che si ottiene dal calcare puro.

ARAGONITE.

Comp. chim. — $CaCO_3$, come la calcite.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina:

Digitized by Google

$$a : b : c = 0{,}6224 : 1 : 0{,}7206$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 63°,48$$
$$(011) \wedge (0\bar{1}1) = 71{,}33.$$

I cristalli, ordinariamente prismatici, sono assai spesso geminati secondo le facce del prisma verticale {110}; un gruppo di due soli individui è quello della fig. 207; frequenti sono poi gli aggruppamenti di tre o più individui, caratteristici per una pseudo-simmetria esagonale molto spiccata (v. figura 108 a pag. 129, e Tav. XXX). Si trovano pure cristalli sottilissimi, aciculari, fascicolati o raggiati; e comuni sono gli aggregati fibrosi, fibroso-raggiati, stalattitici, pisolitici (Tav. XXXIII), o coralloidi (Tav. XXXII).

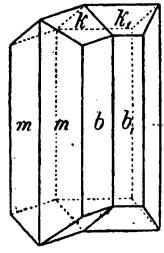


Fig. 207.

Sfaldatura prismatica poco distinta.

Durezza = 3,5. *P. spec.* = 2,9.

Lucentezza vitrea: l'aragonite è incolora, biancastra, o variamente colorata da impurezze.

In acidi è facilmente solubile, come la calcite. La polvere, scaldata con soluzione di nitrato di cobalto, diventa subito violetta.

Non di rado è trasformata in calcite, conservando, più o meno distintamente, la forma esterna aragonitica (Tav. XXXI).

Giaciture e località. — I cristalli di aragonite più belli, per nitidezza e per dimensioni, sono quelli che accompagnano il solfo nei suoi giacimenti di Sicilia e di Romagna (Tav. XXX e XXXI); più piccoli, ma pure distinti, sono quelli di Herrengrund, in Ungheria, e quelli interclusi nel gesso di Molina de

Digitized by Google

Aragon in Spagna, e di Bastennes nei Pirenei. Limpidi, giallo-paglia, sono i cristalli di Bilin, in Boemia, che si trovano nei tufi basaltici. Frequente, in prismi sottili, è l'aragonite nei giacimenti amiantiferi, entro ai litoclasi delle serpentine: per es., in Val Malenco; simili a questi, e talora ricchissimi di facce, sono i prismetti della miniera di Monte Ramazzo, in Liguria. Nelle cavità amigdaloidi di rocce basaltiche, al M. Somma, all'Etna, ecc., è frequente l'aragonite in ciuffetti di prismi bianchi, sottili.

Aragonite concrezionata, in parte rossastra per ossido di ferro, viene deposta dalle acque termali di Carlsbad, il cui potere incrostante è così forte, che qualunque oggetto immerso in esse si copre rapidamente di uno strato di carbonato di calcio aragonitico; di natura aragonitica sono pure le *pisoliti* della stessa località (Tav. XXXIII). L'aragonite coralloide, detta *flos ferri*, è caratteristica dell'affioramento di giacimenti ferriferi, ed è pure essa un prodotto di concrezione; ne abbiamo a Sóndalo, in Valtellina, e nell'alta Val Seriana, ma la più bella è quella della Stiria e della Carinzia.

Isomorfe con l'aragonite sono la stronzianite, la witherite e la cerussite.

La *stronzianite* $SrCO_3$ più spesso che in cristalli si trova in aggregati aciculari o bacillari, fascicolati o raggiati, di p. sp. = 3,7. Il minerale si scioglie in HCl, con effervescenza, e la soluzione tinge in rosso vivo la fiamma del becco Bunsen. La stronzianite, che ha una certa importanza per la preparazione dei sali di stronzio, non è tuttavia abbondante in natura; si trova a Strontian, nell'Argyllshire, in Inghilterra; a Clausthal, nell'Harz; a Leogang, nel Salzburg; e specialmente, in filoncelli, nel calcare presso Hamm, in Westfalia. Piccolissime quantità

Digitized by Google

ne furono osservate nel filone detto di Vignazza, tra Porto Ceresio e Besano.

La *witherite* $BaCO_3$ è più comune in cristalli; sono questi delle pseudo-piramidi esagonali, risultanti da geminazione, con fitta ripetizione di lamelle polisintetiche, di tre individui riuniti secondo la legge dell'aragonite. Il minerale, biancastro, ha p. spec. = 4,3, ed è solubile negli acidi nitrico e cloridrico; la soluzione tinge la fiamma in verde chiaro. La witherite, che è velenosa, come tutti i composti solubili del bario, avrebbe una grande importanza per la preparazione dei composti di questo metallo, ma è scarsa in natura. Si trova specialmente ad Alston Moor nel Cumberland e presso Hexham nel Northumberland, nei filoni di galena. Da noi ne furono trovate tracce, con baritina, presso Dònori, in Sardegna.

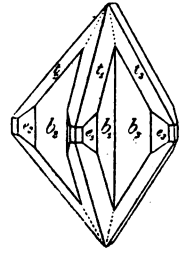


Fig. 208.

La *cerussite* $PbCO_3$ è assai più comune delle due precedenti specie. I cristalli, non di rado veramente splendidi, hanno tipo pseudo-esagonale, come in tutti i carbonati di questo gruppo, ma abito piuttosto vario; frequenti sono elegantissime geminazioni e trigeminazioni secondo il prisma verticale {110}, e più raramente secondo {130}. Un trigemino secondo {110} è quello della fig. 208, che presenta la combinazione: $b = \{010\}$, $\{110\}$, $e = \{130\}$, $t = \{111\}$. Il p. sp. è = 6,5; la lucentezza adamantina; il colore, di solito, bianco. La cerussite è solubile in acido nitrico; sul carbone, al cannello, dà facilmente il globulo di Pb, e l'aureola gialla di PbO. Essa costituisce il più frequente ed abbondante prodotto di alterazione atmosferica della galena, e degli altri minerali sol-

forati piombiferi; è dunque un minerale di affioramento, e in cristalli, o in fasci di aghetti, si trova spesso insieme con limonite (Tav. XXXV), nel cappello dei giacimenti di piombo. Abbondante in Sardegna, nell'Iglesiente (Monteponi, Montevecchio, Nèbida, San Giovanni); comune in più piccoli cristalli nei giacimenti di galena lombardi; bei cristalli trovansi pure a Nertschinsk in Siberia, a Mies in Boemia, a Matlock nel Derbyshire, e a Tsumeb, pr. Otavi, nel S. W. Africa. Può essere utilizzata come minerale del piombo dove sia copiosa, ciò che tuttavia è raro.

Ricorderemo qui rapidamente alcune poche altre specie, le quali non appartengono però al gruppo isodimorfo calcite-aragonite.

La *baritocalcite* è un sale doppio $BaCa(CO_3)_2$, di Alston Moor nel Cumberland; è monoclina, ma pseudotrigonale, con angoli e sfaldature tali da farla somigliare morfologicamente alla calcite.

La *parisite* è un rarissimo fluo-carbonato di cerio e calcio $(Ce\,F)_2''Ca(CO_3)_3$, che cristallizza in prismetti e bipiramidi del sistema trigonale, di colore giallo o bruniccio; fu prima trovata ad accompagnare lo smeraldo nei suoi giacimenti di Muzo in Colombia; più tardi fu osservata, specialmente come minerale di origine pneumatolitica, in rocce granitoidi alcaline, con egirina, in Groenlandia (*sinchisite*), e a Quincy nel Massachussetts. Tracce ne furono rinvenute nel granito di Montòrfano.

Analoga è la *weibyeïte*, rombica, $(CeF_2)Ce(CO_3)_2$; in minuti cristallini bipiramidati fu osservata, come estrema rarità, nelle druse pegmatitiche del granito di Baveno.

Digitized by Google

Notevole per lo splendore dei suoi cristalli è un altro carbonato contenente alogeni, la *fosgenite* $(PbCl)_2CO_3$. Appartiene al sist. tetragonale, cl. della cassiterite, e si presenta in cristalli prismatici, spesso limpidissimi, incolori o brunicci, con lucentezza adamantina, e perfetta sfaldatura basale, insieme con cerussite e anglesite, all'affioramento dei giacimenti di galena nell'Iglesiente (Monteponi, Montevecchio, ecc). Meno belli sono i cristalli di Matlock nel Derbyshire.

b) *Carbonati basici e idrati.*

MALACHITE.

Comp. chim. — $CuCO_3 . Cu(OH)_2$ (rame 57,5 %).

Forma cristallina. — Sist. monoclino; i cristalli, aciculari, fini, sono di solito riuniti in ciuffetti raggiati. Molto più frequenti e caratteristiche sono però le masse concrezionate, a struttura fibroso-raggiata, in forma di arnioni, di noduli, di croste.

Durezza = 3 ½. *P.' spec.* = 4.

Colore verde caratteristico; negli aggregati alternano frequentemente zone più chiare e più scure, di elegantissimo aspetto sulla superfice levigata.

Lucentezza sericea, dove la fibrosità sia evidente.

Il minerale è solubile in acidi. Al cannello, sul carbone, diventa nero, tingendo in verde la fiamma; ridotto in presenza di carbonato sodico, dà il globulo di rame.

Giaciture e località. — La malachite è il più comune e caratteristico tra i prodotti della ossidazione atmosferica dei minerali di rame, al cappello dei giacimenti; patine di malachite, spesso insieme con limonite, si trovano frequentissimamente sulla calco-

Digitized by Google

cite, sulla cuprite, sul rame nativo, in tutte le località cuprifere, che non varrebbe la pena di elencare. In masse cospicue, come grossi arnioni compatti, di grande purezza e di tinta splendida, si trova specialmente negli Urali centrali; abbondante pure nel Chile e nella Rhodesia.

Usi della malachite. — È molto adoperata, specialmente in Russia, come materiale decorativo, per incrostazioni e rivestimenti di bellissimo effetto, ma piuttosto delicati per la scarsa durezza. Quando sia abbondante, costituisce un eccellente minerale del rame.

Un composto analogo alla malachite, della composizione $(Cu, Zn)\,CO_3.(Cu, Zn)\,(OH)_2$, è la *rosasite*, osservata come rarità a Rosas, nel Sulcis, in Sardegna. Forma piccole masserelle concrezionate, a struttura fibroso-raggiata, di color verde chiaro, traente all'azzurrognolo.

Azzurrite.

Comp. chim. — $2\,CuCO_3.Cu(OH)_2$; essa costituisce dunque un carbonato cuprico meno basico della malachite, della quale è molto meno stabile, e nella quale si trasforma spesso per alterazione.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio; i cristalli, brillanti e ricchi di facce, hanno abito molto vario. Una combinazione di tipo frequente è quella della fig. 209: $a = \{100\}$, $c = \{001\}$, $m = \{110\}$, $k = \{111\}$, $x = \{11\bar{2}\}$, $u = \{10\bar{2}\}$.

Durezza = 3 ½-4. *P. spec.* = 3,8.

Caratteristico è il colore azzurro di lapislazzuli, puro ed intenso; il colore della polvere è un azzurro alquanto più chiaro.

Digitized by Google

Le reazioni sono le stesse come per la malachite.

Giaciture e località. — Si trova in condizioni perfettamente analoghe a quelle della malachite, e spesso insieme con questa, in Siberia, nel Banato, in Cornovaglia, in qualche miniera di Sardegna (Calabona, pr. Alghero, e Campo Pisano, pr. Iglesias), e in parecchie tra quelle della regione di Massa Marittima; splendidi i cristalli di Chessy, presso Lione; ma i più meravigliosi per eleganza sono quelli di Tsumeb pr. Otavi, nel S. W. Africa, dove si hanno pure distinte pseudomorfosi di malachite su azzurrite.

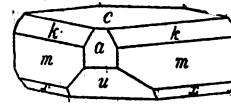


Fig. 209.

Usi dell'azzurrite. — Come colore non serve, perchè inverdisce all'aria umida; come minerale del rame ha poca importanza.

Ricorderemo qui ancora varî altri carbonati basici, scelti fra i più importanti, o degni di nota per la loro presenza in Italia.

La *Gay-Lussite* è un carbonato doppio idrato di calcio e sodio $CaCO_3.Na_2CO_3.5H_2O$. Cristallizza nel sistema monoclino, in combinazioni di abito prismatico, con facile sfaldatura prismatica, durezza = 2½, p. spec. = 1,9; è incolora, trasparente, solubile negli acidi con effervescenza. Si trova abbondantemente disseminata nella melma sulle rive delle Lagunillas di Merida nel Venezuela e del Soda-Lake nel Nevada.

Trona, od anche *urao*, è detto un carbonato acido idrato di sodio, $Na_2CO_3.HNaCO_3.2H_2O$, che in forma di croste o di efflorescenze saline si trova alla superfice del suolo nel Fezzan (Libia interna) e sulle

Digitized by Google

rive delle Lagunillas di Merida, insieme con la specie precedente. In distinti cristalli monoclini anche sulle rive del Borax-Lake in California.

La *soda*, o *natron*, $Na_2CO_3 . 10H_2O$ si trova invece sciolta nell'acqua, o come efflorescenza sulle rive dei laghetti salati sodiferi dell'Egitto e della California.

L'*auricalcite* è un carbonato basico di zinco e rame $2(Zn,Cu)CO_3 . 3(Zn,Cu)(OH)_2$, non raro, in efflorescenze e incrostazioni fibroso-lamellari, di una bellissima tinta azzurrina o azzurro-verdognola, nelle nostre miniere di zinco di Sardegna, di Toscana e di Lombardia.

Più importante è la *idrozincite*, carbonato basico di zinco, $2ZnCO_3 . 3Zn(OH)_2$; bianca, soffice, di solito pulverulenta o terrosa, qualche volta concrezionata, mammellonare o stalattitica, si trova in quantità non piccola nelle miniere di smithsonite e calamina della Val Seriana, dove costituisce, localmente, un ricco e purissimo minerale dello zinco.

Singolare per la sua composizione è la *dawsonite* $Al(OH)_2 . NaCO_3$; si presenta in forma di leggeri ciuffetti di esilissimi aghetti bianchi in qualche miniera cinabrifera della Toscana (specialmente alle Solforate).

Numerosissimi sono poi i carbonati basici di magnesio; in Italia, nei litoclasi delle serpentine della Val Malenco e della Val d'Aosta, con amianto, ecc., abbiamo specialmente frequente la *idromagnesite* $3MgCO_3 . Mg(OH)_2 . 3H_2O$; molto più rara è la *artinite* $MgCO_3 . Mg(OH)_2 . 3H_2O$, in ciuffetti o incrostazioni bianche, fibroso-raggiate.

La *brugnatellite* $MgCO_3 . 5Mg(OH)_2 . Fe(OH)_3 . 4H_2O$ si presenta in masse lamellari trigonali, di colore roseo carnicino, e deriva da alterazione della brucite (Val Malenco, Monte Ramazzo in Liguria). Carbonati ultra-basici, simili alla brugnatellite, sono la *pi-*

Digitized by Google

roaurite e la *idrotalcite*, quest'ultima bianca, e contenente Al_2O_3 al posto di Fe_2O_3. Una miscela di idromagnesite e di calcite è la così detta *idrodolomite*, che in forma di aggregati globulari biancastri si trova nei tufi del Monte Somma, della Campania, e del Lazio (Marino).

Un carbonato idrato di magnesio $MgCO_3 . 3H_2O$, che cristallizza in forma rombica, è la *nesquehonite*. Questo composto, facile ad ottenersi artificialmente, è piuttosto raro in natura, causa la facilità con cui si altera per dilavamento. Fu osservato in forme stalattitiche in qualche miniera di carbone; come incrostazione recente, sulla roccia serpentinosa, nelle cave d'amianto di Franscia, in Val Malenco.

2. Silicati, titanati.

a) *Silicati*.

L'*acido ortosilicico* ha la formula $H_4SiO_4 = Si(OH)_4$; togliendo a quest'acido una molecola d'acqua, se ne può far derivare l'*acido metasilicico* $H_2SiO_3 = OSi(OH)_2$. I sali di questi due acidi sono molto numerosi tra i minerali: un ortosilicato è per es., l'olivina $(Mg,Fe)_2''SiO_4$; metasilicati sono invece i pirosseni rombici $(Mg,Fe)''SiO_3$.

Si possono poi ottenere vari acidi polisilicici, per coalescenza di due o più molecole di acido ortosilicico, e perdita di una o più molecole d'acqua. Come tipi di questi acidi, notevoli perchè da essi possono supporsi derivati composti noti come minerali, ricorderemo i seguenti:

— *acido ortodisilico* $H_6Si_2O_7 = 2H_4SiO_4 - H_2O$;

— *acido metadisilicico* $H_2Si_2O_5 = 2H_4SiO_4 - 3H_2O$;

Digitized by Google

— *acido ortotrisilicico* $H_8Si_3O_{10} = 3\,H_4SiO_4 - 2\,H_2O$;
— *acido trisilicico* $H_4Si_3O_8 = 3\,H_4SiO_4 - 4\,H_2O$.

In ognuno di questi acidi, e nei rispettivi sali neutri, si ha un diverso rapporto tra il numero degli atomi di O e quello degli atomi di Si; in nessuno, tuttavia, il rapporto O : Si può superare il valore 4, caratteristico dell'acido ortosilicico. Quando ciò avvenga, in un silicato qualunque, si può senz'altro affermare che si tratta di un *sale basico*; per es., al composto Al_2SiO_5 si possono assegnare due costituzioni: una rappresentabile con $(AlO)'AlSiO_4$, corrispondente ad un ortosilicato basico; e l'altra con $(AlO)_2'SiO_3$, che corrisponde ad un metasilicato basico.

Lo studio della costituzione chimica dei silicati è reso molto arduo in parte appunto dalla presenza frequente di sali basici, acidi e idrati, i quali non sempre possono facilmente essere distinti gli uni dagli altri. La difficoltà è poi aggravata dalla mancanza di metodi per stabilire il vero peso molecolare di questi composti, affatto insolubili senza decomposizione, e incapaci di dare prodotti di sostituzione, come accade invece per i composti del carbonio. Le polimerie e le isomerie debbono quindi essere espresse solo come delle ipotesi senza possibilità di controllo. Bisogna insomma riconoscere che gran parte delle numerose elucubrazioni sulla costituzione dei silicati sono fantastiche e premature.

Nè si può tralasciar di ricordare un problema anche più grave, che si presenta nella interpretazione della costituzione dei silicati: quello che si riferisce al valore da attribuire alla funzione dell'alluminio, il quale entra in buona parte di essi. Per lo più, all'ossido di Al si assegna semplice funzione basica; ma secondo alcuni Autori Al entrerebbe spesso a far parte del radicale negativo: si avrebbe cioè a

Digitized by Google

che fare con veri acidi allumo-silicici; e molti minerali sarebbero da interpretare come allumo-silicati. Si può tuttavia osservare che la esistenza di joni complessi di questo genere, se è da ritenersi possibile, per il momento è ancora puramente ipotetica.

Risultati veramente seri e definitivi intorno al complesso argomento della costituzione dei silicati si potranno del resto avere soltanto con ulteriori grandi progressi dell'analisi röntgenografica dei reticoli cristallini; si ricordi a questo proposito quanto abbiamo detto a pag. 158, intorno al concetto di molecola nei corpi cristallizzati.

Noi qui ci contenteremo di riportare, per la maggior parte dei silicati che ricorderemo, la loro composizione, e solo qualche volta accenneremo alla loro più probabile struttura chimica: terremo in ciò gran conto dei gruppi naturali che vi si possono instituire. Per l'ordine, conserveremo quello del Dana, benchè suscettibile di molte gravi critiche; ma in pratica non si può fare astrazione dal fatto che è questo l'ordine seguito nella maggior parte delle raccolte, e perciò il più comodo per quelli dei nostri lettori che, visitando un museo mineralogico, avessero occasione di servirsi di questo manuale come di guida.

Gruppo dei feldspati.

I minerali riuniti sotto questa denominazione sono dei silicati di Al e di uno o più metalli alcalini o alcalino-terrosi; in parte sono trisilicati, come l'ortoclasio $KAlSi_3O_8$, e l'albite $NaAlSi_3O_8$; in parte ortosilicati, come l'anortite $CaAl_2(SiO_4)_2$; oppure miscele isomorfe degli uni e degli altri, come i plagioclasi sodico-calcici. Morfologicamente si distinguono termini monoclini, come l'ortoclasio, pseudo-monoclini, come

Digitized by Google

il microclino, e francamente triclini, come l'albite e l'anortite; gli uni sono tuttavia simmorfi con gli altri, essendo legati da strette analogie morfologiche, tanto che i feldspati plagioclasici possono essi pure, in un certo senso, essere considerati pseudo-monoclini, e al tipo monoclino vie più s'accostano per mimesia, derivante da geminazione polisintetica (pagina 128).

Ortoclasio.

Comp. chim. — $KAlSi_3O_8$ (potassa 16,9, allumina 18,3, silice 64,8 %). Qualche volta contiene, come soluzione solida, sensibili quantità del corrispondente sale sodico. Un contenuto notevole in Na_2O è pure dato spesso da interclusione microscopica di lamelle d'albite in associazione regolare (*microperthite*).

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. prismatica, detta cl. dell'ortoclasio.

$$a : b : c = 0{,}6585 : 1 : 0{,}5554$$
$$\beta = 63°,57'$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 61°,13'$$
$$(001) \wedge (\bar{1}01) = 50,16\frac{1}{2}$$
$$(001) \wedge (021) = 44,56\frac{1}{2}$$
$$(001) \wedge (110) = 67,47$$
$$(001) \wedge (\bar{1}11) = 55,14\frac{1}{2}.$$

Una combinazione tipica abbiamo veduto nella figura 96, a pag. 120; una combinazione affatto simile, ma con abito diverso, è quella della fig. 210; in altre varietà, come p. es., nell'adularia, il pinacoide {010} manca o è poco sviluppato, in modo che l'abito dei cristalli diventa prismatico, per prevalenza di {110}.

Digitized by Google

Geminazioni sono assai frequenti e caratteristiche, specialmente secondo tre leggi: a) *legge di Carlsbad*: asse di geminazione l'asse verticale; i due individui sono spesso parzialmente incrociati, come si vede nella fig. 211; b) *legge di Manebach*: piano di geminazione la base {001}; si tratta ordinariamente di gemelli per contatto, come mostra la fig. 212 (v. anche Tavola XXXVI); c) *legge di Baveno*: piano di geminazione e di contatto è una faccia del prisma obliquo {021}, che fa angoli pochissimo diversi da 45° con le facce di {010} e {001}; il geminato, allungato secondo l'asse x, presenta perciò una sezione trasversale quasi esattamente quadrata, come si riconosce nella fig. 213 (v. anche Tav. XXXVII). In tutte queste figure, come nella fig. 96, abbiamo: $M = \{010\}$; $P = \{001\}$; $l = \{110\}$; $n = \{021\}$; $o = \{11\bar{1}\}$; $y = \{20\bar{1}\}$.

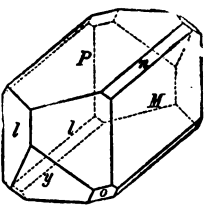


Fig. 210.

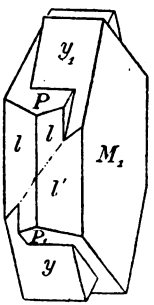


Fig. 211.

Frequenti pure i gruppi multipli, risultanti dalla associazione di più individui secondo due, od anche tutte e tre queste leggi.

Sfaldatura facile e perfetta secondo {010} e {001}; queste due sfaldature sono ortogonali tra loro: d'onde il nome del minerale.

Durezza = 6. *P. spec.* = 2,56.

Lucentezza vitrea; colore chiaro, biancastro, roseo, grigio; l'ortoclasio perfettamente puro è limpido ed incoloro.

Al cannello fonde con una certa difficoltà, se in scaglie sottili. Poco attaccabile dagli acidi, salvo HF, dal quale è facilmente decomposto.

Giaciture e località. — L'ortoclasio incoloro e trasparente, caratteristico delle rocce eruttive recenti, come le trachiti, ha ricevuto il nome di *sanidino*; bei cristalli, per lo più geminati di Carlsbad, se ne isolano, con l'alterazione della roccia, dalle trachiti del Viterbese; splendidissimi per nitidezza e trasparenza i cristallini che frequentemente si osservano nei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio.

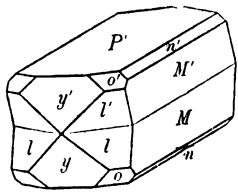


Fig. 212.

Una varietà pure limpida, tipica delle rocce cristalline alpine, nelle quali si trova a tappezzare i litoclasi, in grossi cristalli, non di rado verdi per patine od inclusioni cloritiche, è l'*adularia*; magnifici fra tutti sono gli esemplari del S. Gottardo, dell'Alto Adige (Pfitsch) e del Tirolo (Zillerthal). *Pietra di luna* è chiamata una varietà di adularia gatteggiante per inclusioni, proveniente specialmente da Ceylan, e usata come gemma.

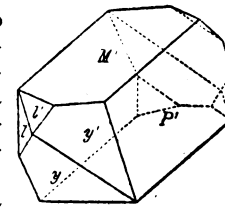


Fig. 213.

L'ortoclasio comune si trova specialmente in cristalli, bianchi, o rosei, o rossi, nelle geodi di molti graniti. Baveno (Tav. XXXVI e XXXVII) e Montòrfano sul Lago Maggiore, l'isola d'Elba, Striegau in Slesia, come pure i graniti della Baviera e della Siberia, ne danno esemplari magnifici, diffusi in tutte le collezioni. Lo stesso feldspato prende poi parte alla costituzione delle rocce granitiche, sienitiche, ecc., quale componente essenziale; da molte pegmatiti (rocce granitiche filoniane a grossa grana) si trag-

Digitized by Google

gono anche notevoli quantità di ortoclasio spatico, per le fabbriche di porcellana.

Dall'alterazione pneumatolitica e idrotermale dell'ortoclasio, come del resto di altri feldspati, deriva spesso il caolino; invece l'alterazione atmosferica porta più frequentemente alla formazione di sostanza argillosa, colloide.

Usi dell'ortoclasio. — Nelle fabbriche di porcellana, come aggiunta al caolino.

Barbierite fu chiamato un feldspato monoclino, di Krageroe in Norvegia, nella cui composizione chimica sembra essere prevalente il silicato dell'albite, $NaAlSi_3O_8$; la conoscenza di questo minerale è però ancora molto imperfetta.

Un feldspato di bario è invece la *celsiana* $BaAl_2Si_2O_8$, la quale chimicamente può essere considerata come un'anortite di bario, ma è monoclina, isomorfa con l'ortoclasio. Si trova, non abbondantemente, in granuli interclusi entro a qualche calcare cristallino (Candoglia nell'Ossola).

Una miscela dei due silicati, dell'ortoclasio e della celsiana, per lo più nella proporzione di due molecole del primo per una molecola della seconda, è lo *jalofane*, pure monoclino, con forme molto simili a quelle dell'ortoclasio, e sfaldature analoghe. In limpidi cristallini si osserva nella dolomia saccaroide della Valle di Binn nel Vallese.

Il composto $KAlSi_3O_8$ è dimorfo; oltre che come ortoclasio, si presenta in natura in una modificazione triclina, detta *microclino*. Questo feldspato è così vicino per gli angoli all'ortoclasio, che male se ne potrebbe distinguere, se non fossero le proprietà ottiche, le quali permettono di constatare che i cristalli pseudo-monoclini di microclino risultano da as-

Digitized by Google

sociazione polisintetica di lamelle riunite secondo due leggi diverse: la legge dell'albite e quella del periclino, che impareremo a conoscere nei plagioclasi. Sulla base del microclino le lamelle dell'uno e dell'altro sistema si incrociano sotto un angolo di quasi 90°, formando un *graticcio* caratteristico, molto evidente tra nicols incrociati, per la non contemporanea estinzione.

La sfaldatura, la durezza, il p. sp. sono presso a poco gli stessi come nell'ortoclasio.

Anche il microclino si trova nelle rocce granitiche e granitoidi, dove sostituisce l'ortoclasio, ed è con questo sovente confuso, per la grande rassomiglianza.

Cristalli rosei, simili a quelli d'ortoclasio di Baveno, si trovano nel granito di Cala Francese, alla Maddalena. Una varietà molto nota per il suo bel colore verde chiaro vivace è l'*amazzonite*, o pietra delle amazzoni, proveniente dal Pike's Peak nel Colorado, dagli Urali Centrali e dal Madagascar. Negli scisti cristallini (gneiss) il microclino è talora abbondantissimo, e non di rado sembra essere derivato da ortoclasio, in seguito ad energiche deformazioni meccaniche (dinamometamorfismo). Caratteristica, in confronto all'ortoclasio, col quale alcuni lo vorrebbero identificare, è la sua molto maggiore resistenza all'alterazione atmosferica.

Anortoclasio è chiamato un feldspato triclino, pseudo-monoclino, nel quale il silicato $NaAlSi_3O_8$ è contenuto in sensibili proporzioni, come soluzione solida nel composto dell'ortoclasio; ha spesso abito simile al sanidino, ed è diffuso in molte rocce eruttive recenti, specie trachitoidi.

Digitized by Google

Albite, Anortite.

Plagioclasi sodico-calcici.

Comp. chim. — L'albite è trisilicato di alluminio e sodio $NaAlSi_3O_8$; l'anortite ortosilicato di calcio e alluminio $CaAl_2(SiO_4)_2$; la serie dei plagioclasi è data dalle miscele isomorfe di questi due composti, in tutte le proporzioni. Chiamando Ab la molecola dell'albite, e An la molecola dell'anortite, la serie delle miscele si divide di solito, convenzionalmente, (indicando con $Ab_m\ An_n$ una miscela formata di m molecole di Ab e n molecole di An) nella seguente maniera:

le miscele comprese tra $Ab_6\ An_1$ e $Ab_3\ An_1$ formano la serie dell'*oligoclasio*;

le miscele comprese tra $Ab_3\ An_1$ e $Ab_1\ An_1$ formano la serie dell'*andesina*;

le miscele comprese tra $Ab_1\ An_1$ e $Ab_1\ An_3$ formano la serie della *labradorite*;

le miscele comprese tra $Ab_1\ An_3$ e $Ab_1\ An_6$ formano la serie della *bytownite*.

Ognuna di queste serie comprende dunque termini varî, più acidi (ricchi di Ab) o più basici (ricchi di An), entro i limiti indicati per ciascuna.

Forma cristallina. — Sist. triclino, cl. dell'albite.

Per l'*albite*:

$$a : b : c = 0{,}6335 : 1 : 0{,}5577$$

$$\alpha = 94°{,}3' \quad \beta = 116°{,}29'; \quad \gamma = 88°{,}9'.$$

Per l'*anortite*:

$$a : b : c : = 0{,}6347 : 1 : 0{,}5501$$

$$\alpha = 93°{,}13'; \beta = 115°{,}55\tfrac{1}{2}'; \gamma = 91°{,}12'.$$

Digitized by Google

	Albite:	*Anortite*:
(010) ∧ (001)	= 86°,24′	85°,50′
(110) ∧ (1$\bar{1}$0)	= 59,14	59,29
(010) ∧ (110)	= 60,26	58,4
(001) ∧ (110)	= 65,17	65,53
(001) ∧ (10$\bar{1}$)	= 52,16	51,26.

Una combinazione della varietà periclino abbiamo già visto a fig. 97, pag. 122; un'altra è quella, di tipo più comune, di albite della fig. 214, dove $M = \{010\}$, $P = \{001\}$, $T = \{1\bar{1}0\}$, $l = \{110\}$, $x = \{10\bar{1}\}$, $o = \{11\bar{1}\}$.

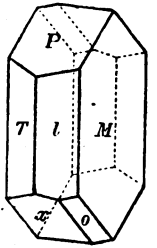


Fig. 214.

Nell'albite è frequente l'abito tabulare secondo {010}; i cristalli di anortite hanno una *facies* molto più varia. La *geminazione* più comune e caratteristica è quella secondo {010}, con accrescimento polisintetico lamellare (v. figg. 105-107 a pag. 129), detta *legge dell'albite*. Un geminato di questo tipo è anche quello della fig. 215, in cui $n = \{0\bar{2}1\}$, $z = \{1\bar{3}0\}$, $v = \{11\bar{1}\}$; le altre lettere hanno la stessa significazione come nella figura precedente. Frequente è pure una geminazione lamellare in cui l'asse di geminazione è l'asse y; il piano di contatto in questa seconda legge, detta *l. del periclino*, è quasi normale alla {010}, che è piano di contatto nella legge dell'albite; perciò, quando le due leggi siano associate, come accade molto spesso, si ha un intreccio a graticcio ortogonale, caratteristico. Sono pure diffuse le tre leggi che abbiamo imparato a conoscere nell'ortoclasio.

Sfaldatura secondo {010} e {001}; qui le due sfaldature non sono più ortogonali tra loro, ma fanno un angolo di circa 86°-87°.

Digitized by Google

Durezza = 6, circa. *P. spec.* = 2,63 per l'albite, 2,75 per l'anortite; per gli altri termini, intermedio tra questi due valori estremi.

Lucentezza vitrea; non rari i giochi di luce e le iridescenze dovute ad inclusioni; colore bianco o grigio, talora rossiccio o verdiccio chiaro; polvere bianca.

Al cannello i plagioclasi sono difficilmente fusibili, e più difficilmente i termini ricchi di Ca.

Dagli acidi l'albite è quasi inattaccabile, mentre i termini più basici sono attaccabili, e l'anortite si scompone con HCl a caldo. Anche agli agenti atmosferici resistono meglio i termini acidi, ricchi di Ab.

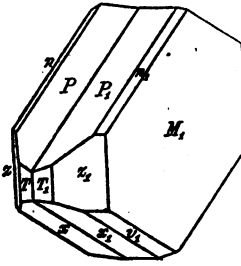


Fig. 215.

Giaciture e località delle diverse specie e varietà. — L'*albite* è uno dei termini più comuni in cristalli, specialmente nelle cavità e nei litoclasi delle rocce cristalline silicate. Nei graniti di Baveno e dell'Elba è abbondante quanto l'ortoclasio, in belle druse, però con cristalli piccoli e aggruppati. Nelle Alpi dell'Alto Adige e del Tirolo (Schmirn, Pfitsch, Zillerthal), al S. Gottardo, nei Grigioni, sono frequentissimi i cristalli di albite, sia limpida, tabulare secondo {010}, sia bianca opaca, allungata secondo *y* (varietà *periclino*). Anche in molti calcari cristallini, così delle Alpi Apuane come alpini, l'albite si trova in bei cristalli interclusi, o anche in geodi. Come componente essenziale di rocce è sopra tutto largamente diffusa negli scisti cristallini.

L'*oligoclasio* è raramente in distinti cristalli; notevoli quelli di Tvedestrand in Norvegia, avventuri-

Digitized by Google

nati per inclusioni di ematite squamosa (*pietra del Sole*). Abbondantissimo è invece come componente di rocce (graniti, sieniti, ecc.).

L'*andesina* è pur essa rara in cristalli, mentre è comune come elemento di rocce granitiche, sienitiche, dioritiche, ecc. Grossi cristalli verdi di andesina si trovano interclusi nella pirrotite di Bodenmais in Baviera.

La *labradorite* si presenta come elemento di rocce basiche, quali i gabbri fra le intrusive, e i basalti tra le effusive. Sulle coste del Labrador se ne trovano grossi individui, notissimi e ricercati per le splendide iridescenze interne che essi presentano, a colori tanto vivaci e brillanti da gareggiare con gli « occhi » delle penne di pavone. Anche qualche roccia gabbrica di Kiew in Russia e di Finlandia presenta analoghi fenomeni, ed è pure usata come pietra da decorazione.

La *bytownite* si presenta come la labradorite, specialmente quale componente di rocce eruttive basiche.

L'*anortite* ha anch'essa una certa importanza come elemento di rocce gabbriche; ma si trova anche in magnifici cristalli, limpidi e ricchi di nitidissime faccettine, impiantati nelle cavità dei projetti vulcanici del M. Somma e del Vesuvio; più grandi, bianchi o rosei, son quelli dei calcari metamorfici per contatto del Monte Monzoni in Val di Fassa. Grossi cristalli, coperti da una patina nera, si hanno dal basalto dell'isola Miyake, al Giappone.

Notevolissima importanza ha il fatto che sotto una forma triclina, affatto simile a quella dei plagioclasi finora descritti, si può ottenere artificialmente anche il silicato $Na_2Al_2Si_2O_8$, che nella più comune modificazione esagonale impareremo a conoscere come nefelina. Questa « anortite di sodio », che si ottiene

Digitized by Google

dalla nefelina artificiale per trasformazione mediante riscaldamento a 1248°, fu chiamata *carnegieite*; ha geminazioni polisintetiche e aspetto molto simili a quelli dei plagioclasi. Non si trova pura in natura, ma la sua presenza venne sospettata, allo stato di miscela isomorfa, in un plagioclasio dell'isola di Linosa, chiamato *anemousite*.

Un metadisilicato (v. pag. 415), è la *petalite*, più nota sotto il nome di *castore*, $LiAl(Si_2O_5)_2$; in cristalli monoclini, con facile sfaldatura basale, incolori o biancastri, si presenta, raramente, nelle druse cristallizzate del granito elbano, con lepidolite, tormalina, ortoclasio, quarzo, ecc.

Analoga costituzione sembra avere la *rivaite* $(Ca,Na_2)Si_2O_5$, trovata una sola volta nel lapillo vesuviano, a costituire un nodulo di colore azzurro pallido, a struttura cristallina, fibroso-raggiata.

Leucite.

Comp. chim. — $KAl(SiO_3)_2$; metasilicato di potassio e alluminio (potassa 21,5, allumina 23,3, silice 55,2 %).

Forma cristallina. — La forma geometrica dei cristalli è monometrica, e per lo più è data dall'icositetraedro {211}. Otticamente però essi sono birifrangenti, e risultano da aggruppamento in geminazione polisintetica di numerose lamelle biassiche, intrecciate a graticcio (fig. 216); col riscaldamento a 620° C. il minerale diventa monorifrangente, con perfetta enantiotropia delle due modificazioni, la birifrangente biassica, stabile al di sotto di 620°, e la monometrica monorifrangente, stabile al di sopra di 620°. Che la forma sia monometrica non deve maravigliare,

Digitized by Google

trattandosi di un minerale delle lave vulcaniche, formato ad una temperatura alla quale la modificazione monometrica è la sola stabile (cfr. pagg. 269-70).

Durezza = 5 ½. *P. spec.* = 2,5.

Lucentezza vitrea; colore bianco o grigio.

Al cannello è infusibile. Decomposta da H_2SO_4, anche a freddo. Facilmente alterata dagli agenti atmosferici.

Giaciture e località. — La leucite è uno dei così detti *feldspatoidi*, che sostituiscono spesso i feldspati in molte rocce eruttive. Nelle lave del Vesuvio (tefriti leucitiche), del Vulcano Laziale (leucititi), di Roccamonfina, ecc, la leucite è uno dei componenti essenziali, e qualche volta vi si osserva in grossi cristalli.

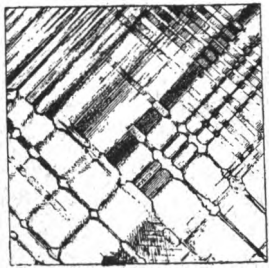


Fig. 216.

Molto nitidi sono quelli che si trovano interclusi nei tufi vulcanici, specialmente nei dintorni di Roma; e notevoli per limpidezza quelli delle geodi dei proietti vulcanici del Vesuvio.

Usi della leucite. — Fu proposto di trattarla con H_2SO_4 per la fabbricazione dell'allume potassico. Da qualche tempo si cominciano a considerare le rocce leucitiche come una materia prima per l'estrazione industriale della potassa, preziosa sopra tutto per i paesi come l'Italia, nei quali mancano altri giacimenti di sali potassici. H. S. Washington ha calcolato che nelle lave dei vulcani leucitici italiani sono contenuti circa 9 miliardi di tonnellate di K_2O.

Digitized by Google

Notevole per la sua rarità, che la fa ricercatissima dai collezionisti, è la *pollucite*, o polluce $H_2Cs_4Al_4(SiO_3)_9$, metasilicato acido di cesio e alluminio, monometrico, ma raramente ben cristallizzato, che si trova, come il castore, nelle druse del granito elbano.

Gruppo dei pirosseni.

Il gruppo dei pirosseni comprende numerosi silicati di Mg, Fe, Ca, talora anche di Al, Na, prevalentemente di tipo metasilicatico, raramente puri, più spesso costituiti da miscele isomorfe assai complesse.

Morfologicamente si hanno termini rombici (o pseudo-rombici, secondo altri autori), monoclini e triclini; in tutti, però, i valori angolari sono molto simili, almeno in talune zone, così che evidente ne risulta il simmorfismo; caratteristica generale è una facile sfaldatura secondo due facce, che nel sistema rombico e nel monoclino sono di prisma verticale, nel triclino di due pinacoidi, ma sempre formanti tra loro un angolo quasi retto, e precisamente vicino a 87°. Nelle sezioni trasversali dei pirosseni delle rocce esaminate al microscopio è oltremodo tipico questo intreccio delle tracce dei due piani di sfaldatura quasi ortogonali (fig. 217).

Pirosseni rombici.

Comp. chim. — Miscele isomorfe di metasilicato di magnesio $MgSiO_3$ e metasilicato ferroso $Fe''SiO_3$; la formula si scrive perciò $(Mg,Fe)SiO_3$.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina; per l'*enstatite*:

$$a : b : c = 1{,}0307 : 1 : 0{,}5885$$

$$(110) > (1\bar{1}0) = 91°44'.$$

Digitized by Google

I cristalli ben formati sono rari: l'abito prevalente è prismatico, tozzo.

Sfaldatura {110}, caratteristica di tutti i pirosseni; inoltre una sfaldatura pinacoidale secondo {010}.

I termini composti di $MgSiO_3$ quasi puro sono chiamati *enstatite*; quando il tenore in silicato ferroso sia sensibile, e fino al 15 % di FeO, si ha la *bronzite*; sotto il nome di *ipersteno* sono compresi i termini più ferriferi.

Le proprietà fisiche variano regolarmente con la composizione: così il p. spec., che è = 3,1 nei termini più ricchi di Mg, e arriva fino a 3,5 nei più ferriferi.

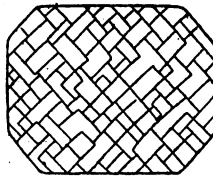


Fig. 217.

L'ipersteno ha tinta oscura, con forte pleocroismo dal rosso al verde in sezione sottile, ma è nero o verde cupo in massa; la bronzite è bruna; l'enstatite verdolina, assai chiara, o gialliccia. La fusibilità aumenta col tenore in FeO; l'enstatite pura è infusibile al cannello.

Giaciture e località. — I pirosseni rombici sono particolarmente importanti come componenti di rocce eruttive basiche, sopra tutto gabbriche e peridotitiche. Le bronziti della Valle di Ulten nell'Alto Adige, di Sondalo in Valtellina, e di molte altre località presentano spesso una lucentezza quasi metallica, dovuta ad inclusioni regolarmente disposte entro al minerale. I più grossi cristalli di enstatite si trovano nei filoni apatitici di Bamle, in Norvegia. Grandi individui di ipersteno si hanno specialmente dall'Isola S. Paolo, sulla costa del Labrador.

Un'alterazione frequente, specie nei termini più magnesiaci, è quella in serpentino lamellare, o *bastite*; in molte serpentine appenniniche e dell'Harz

Digitized by Google

sono ben visibili le superfici di sfaldatura, luccicanti, della bastite lamellare-fibrosa secondaria.

Pirosseni monoclini.

Comp. chim. — Si distinguono termini non alluminiferi, e termini alluminiferi. I primi risultano da miscela isomorfa di due silicati $MgCa(SiO_3)_2$ e $Fe''Ca(SiO_3)_2$, miscela che si scrive $(Mg,Fe)Ca(SiO_3)_2$. Negli alluminiferi, oltre a questi due composti, si trovano misti altri silicati, assai varî secondo i casi; nell'augite si ammette l'esistenza di un silicato basico caratteristico, del tipo $(Mg,Fe'')(Al,Fe''')_2SiO_6$ [1]; frequenti sono pure: il silicato $NaAl(SiO_3)_2$, detto silicato della giadeite, perchè prevalente in questa specie di pirosseno, e il composto $NaFe'''(SiO_3)_2$, detto silicato della egirina. Alcuni pirosseni contengono inoltre Mn, Ti, ecc.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio. Per il diopside:

$$a:b:c: = 1{,}0913:1:0{,}5895$$
$$\beta = 74°{,}9'$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 92°{,}47'$$
$$(\bar{1}00) \wedge (\bar{1}01) = 74{,}29$$
$$(\bar{2}21) \wedge (\bar{1}10) = 35{,}29$$
$$(\bar{2}21) \wedge (001) = 65{,}23.$$

---

[1] Questa è l'interpretazione di Tschermak., seguita ancora dai più; recenti accurate discussioni sulla composizione delle augiti hanno molto scosso il valore di tale ipotesi. La composizione delle augiti può infatti essere spiegata anche senza ammettere in esse la presenza di un tale silicato ultrabasico, e supponendo invece che ai metasilicati che ne formano i componenti principali, si trovino misti, come soluzione solida, dei composti di tipo $R''R'''_2O_4$, cioè alluminati e simili, quali quelli che vedremo formare il gruppo degli spinelli.

Digitized by Google

Le combinazioni sono assai varie, ma l'abito è quasi sempre prismatico, piuttosto tozzo. Nella varietà augite è caratteristica la combinazione di due prismi, uno verticale e uno obliquo, troncata da due larghe facce di pinacoide {100}, combinazione che si vede nella Tavola XXXVIII, e schematizzata nella fig. 218, nella quale $a = \{100\}$, $b = \{010\}$, $m = \{110\}$, $s = \{\bar{1}11\}$. Nei cristalli di diopside il tipo prevalente è quello della fig. 219, dove $A = \{100\}$; $B = \{010\}$; $C = \{001\}$; $m = \{110\}$; $u = \{\bar{1}11\}$; $o = \{22\bar{1}\}$; $s = \{\bar{1}11\}$.

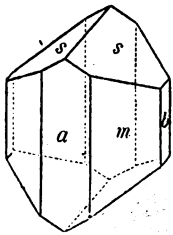


Fig. 218.

Geminazione frequente secondo {100} (fig. 220). Comune è anche una geminazione lamellare, per scorrimento, con pseudo-sfaldatura, secondo {001}.

Sfaldatura secondo {110}, caratteristica dei pirosseni.

Durezza = 6. *P. spec.* assai variabile con la composizione; per le varietà più comuni è compreso fra 3,3 e 3,5.

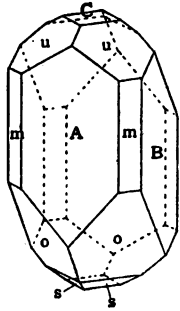


Fig. 219.

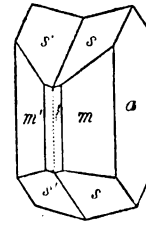


Fig. 220.

Inattaccabili dagli acidi, i pirosseni monoclini fondono, per la maggior parte, con discreta facilità; quelli ricchi di ferro e di sodio sono più fusibili.

Varietà principali e loro giaciture e località. — Tra i non alluminiferi, il più noto è il *diopside*, che in

Digitized by Google

magnifici cristalli, raramente bianchi, di solito verdolini o verdi, si trova nei litoclasi di rocce serpentinose, con granato, clorite, ecc.; i giacimenti più noti sono: la Val d'Ala in Piemonte, e altre numerose località delle Alpi Occidentali; la Zillerthal nel Tirolo; Achmatowsk negli Urali; bei cristalli si osservano pure al M. Cervandone, nell'Ossola; con magnetite si trova diopside a Nordmarken in Svezia; intercluso nei calcari cristallini, al Canadà. Molto simili al diopside sono le varietà *salite* e *malacolite*. Manganesifero, in masse di colore violaceo, è il *violano* di S. Marcel in Val d'Aosta.

Un pirosseno non alluminifero, ricco di FeO, e cioè con prevalenza di $FeCa(SiO_3)_2$, è la *hedenbergite*; raramente ben cristallizzata, per lo più raggiata, verde scura, accompagna la magnetite e gli altri minerali del ferro a Calamita, Is. d'Elba.

Assai povero di Al_2O_3, e formante passaggio tra i pirosseni alluminiferi e i non alluminiferi, è il *diallagio*, grigio verde o bruno, non mai in distinti cristalli, caratterizzato da una lamellarità, o facile divisibilità (pseudosfaldatura), prodotta da geminazione polisintetica secondo {100}; ha spesso una lucentezza quasi metallica. Il diallagio è uno dei componenti caratteristici delle rocce eruttive dette gabbri od eufotidi; nell'Appennino emiliano, ligure e toscano queste rocce sono assai diffuse, e le larghe lamine di diallagio vi sono facilmente riconoscibili.

Il tipo dei pirosseni alluminiferi è l'*augite*. Questa è molto spesso in distinti cristalli, neri in massa, verdi o bruni per trasparenza, secondo la composizione, che è molto varia e complessa. Cristalli magnifici si trovano interclusi nei tufi del Lazio (Tavola XXXVIII) e della Boemia, nelle lave dell'Etna e di Stromboli, nei melafiri del Trentino, e impiantati nelle geodi dei projetti vulcanici del Vesuvio e

Digitized by Google

del Lazio. Come componente di rocce basaltiche e simili l'augite è poi abbondantissima.

Una varietà vicina all'augite, ma più povera di ferro, e di color verde, è la *fassaite*; una combinazione di questa varietà è quella della fig. 221; le forme sono le stesse come nella fig. 219, con in più la sola forma $v = \{221\}$; ma qui, come già nella fig. 218, il cristallo è stato girato di 180° intorno all'asse verticale, così che i prismi di tipo $\{h\,k\,\bar{l}\}$ si presentano davanti, in alto. La località principale è la Val di Fassa, nel Trentino, dove il minerale sta entro ad un calcare metamorfico per contatto; ma sono pur bellissimi i cristalli di Traversella, e quelli dei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio, passanti per gradi alla vera augite.

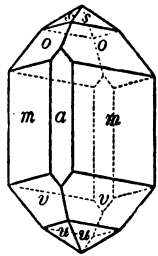


Fig. 221.

L'*egirina* è un pirosseno monoclino composto prevalentemente del silicato $NaFe'''(SiO_3)_2$; ha color verde carico, o bruno (var. *acmite*), e si trova in rocce eruttive ricche di sodio, come sieniti eleolitiche, fonoliti, ecc. Da noi è molto scarsa: ma abbonda in vaste regioni della Norvegia e della Groenlandia. Miscele di questo silicato con quelli della comune augite formano l'*egirinaugite*, tanto diffusa nelle rocce eruttive alcaline recenti.

La *giadeite* risulta essenzialmente dal già ricordato silicato $NaAl(SiO_3)_2$, al quale sono mescolati anche altri silicati contenenti ferro, così che il minerale è raramente bianco, e invece ordinariamente verde, fino a verde nerastro in massa; le varietà più scure e ricche di ferro sono chiamate *cloromelanite*. I diversi tipi di giadeite non si presentano mai in cristalli, bensì in masse granulari fine, compatte, tena-

Digitized by Google

cissime, e suscettibili di bel pulimento; il p. sp. è sempre superiore a 3,3; la fusibilità al cannello assai facile. I popoli preistorici usarono volentieri questo materiale per foggiarne armi, e specialmente ascie, di grandissima resistenza; sulla provenienza di queste *giade*, vive discussioni si accesero tra gli archeologi, prima che fosse noto come negli scisti cristallini delle Alpi Occidentali non raramente si trovino rocce composte interamente, o in prevalenza, di pirosseni giadeitoidi. La più bella giadeite, bianca o verde-smeraldo, è però quella che si trae dall'alta Birmania; essa è ricercatissima, specialmente dai popoli dell'Estremo Oriente, per farne oggetti d'ornamento molto pregiati.

Al gruppo dei pirosseni monoclini si può ascrivere pure lo *spodumene*, o *triſane*, $LiAl(SiO_3)_2$; anche questo, come il precedente, fonde facilmente, ma il litio che vi è contenuto impartisce alla fiamma una magnifica tinta rossa. Lo spodumene tipico, verdiccio o bianco grigiastro, si trova specialmente a Norwich nel Massachussetts e a Black Hills, Dakota; verde, trasparente, al Brasile; cristalli imperfetti, allungati, di color verde grigiastro, si trovano in scarsa quantità nella Valle di Ratsching, presso Sterzing nell'Alto Adige. Una varietà verde smeraldo, usata come gemma, è la *hiddenite* del N. Carolina; ma la più splendida e preziosa varietà è la *kunzite*, di California e del Madagascar, in grossi cristalli limpidi, di un magnifico colore roseo-violaceo, usata pure come gemma.

Monoclina, ma morfologicamente alquanto diversa dai precedenti pirosseni, è la *wollastonite* $CaSiO_3$. I cristalli, bianchi o biancastri, sono fortemente allungati secondo l'asse y, contrariamente a quanto si osserva nei veri pirosseni, e molto striati; più fre-

Digitized by Google

quenti sono le masse bacillari, colonnari, o fibrose, in varie guise aggregate. La wollastonite è un minerale caratteristico dei calcari metamorfici per contatto (Cziklowa nel Banato, Pargas in Finlandia), e non raro nei projetti vulcanici del Vesuvio; in masse cristalline si trova interclusa nella lava leucitica di Capo di Bove, presso Roma.

Qui ricorderemo anche la *pectolite* $(Ca,Na_2)SiO_3$, spesso contenente H_2O, forse dovuta ad alterazione, tanto che alcuni ne scrivono la formula $HNaCa_2(SiO_3)_3$; pare isomorfa con la wollastonite, e si presenta in masse bianche, fibroso-raggiate, di aspetto zeolitico, in Valle di Fassa, e nelle cavità di un basalto a Tierno, presso Mori, ai piedi del Monte Baldo.

Pirosseni triclini.

Sono meno diffusi ed importanti degli altri.

Ricorderemo anzi tutto la *rodonite* $MnSiO_3$, caratteristica per la sua bella tinta rosea, e non rara in cristalli; al cannello fonde, diventando nera; anche l'esposizione agli agenti atmosferici l'annerisce, per ossidazione del manganese. Distinti cristalli sono quelli di Pajsberg in Svezia; più grossi però quelli della varietà zincifera detta *fowlerite*, di Franklin Furnace nel New Jersey. In masse granulari, con rari e imperfetti cristalli, non è scarsa a S. Marcel e in altre località della Val d'Aosta (Charvensod, ecc.). Compatta, in masse notevoli, si trova presso Ekaterinburg negli Urali, dove viene lavorata per farne vasi ed altri oggetti d'ornamento.

Una varietà calcifera, bruniccia, fibroso-raggiata, è la *bustamite* del M. Civillina pr. Recoaro nel Vicentino, di Campiglia in Maremma, del Messico, ecc.

Piccoli e brillanti cristalli neri o nerastri forma la

Digitized by Google

babingtonite, miscela di un silicato simile ai precedenti $(Ca,Fe,Mn)SiO_3$ con altro silicato caratteristico $Fe_2'''(SiO_3)_3$; nelle druse del granito di Baveno, non frequentemente, se ne trovano interessanti esemplari cristallizzati, incrostanti ortoclasio.

Finalmente ricorderemo la *hiortdahlite*, della composizione $3CaSiO_3.[Ca(F,OH)]NaZrO_3$, una cui varietà, altra volta designata col nome di *guarinite*, si trova in piccoli cristallini gialli, assai raramente, in alcuni projetti del Vesuvio, con sanidino e fluorite.

Gruppo degli anfiboli.

Dal punto di vista della composizione chimica, gli anfiboli sono molto simili ai pirosseni: anzi taluni termini sono identici chimicamente ai pirosseni corrispondenti, così che se ne dovrebbe dedurre un polimorfismo dei relativi composti. Gli autori ammettono però generalmente che le molecole degli anfiboli siano polimere di quelle dei pirosseni, e scrivono le relative formule raddoppiate. Parecchi anfiboli, e tra questi particolarmente molte orneblende, contengono anche piccole quantità di H, in forma ossidrilica: svolgono quindi un poco di acqua alla calcinazione intensa.

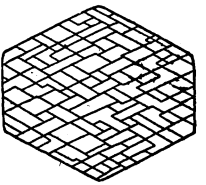


Fig. 222.

Morfologicamente anche gli anfiboli si presentano cristallizzati in tre sistemi, rombico, monoclino e triclino; come nei pirosseni, c'è grande analogia di forma fra i termini delle tre serie, che sono tra loro simmorfi. Caratteristica è una sfaldatura secondo due facce, di prisma verticale nei rombici e nei monoclini, di due pinacoidi verticali nei triclini, facce che

Digitized by Google

fanno tra loro un angolo di circa 56°, non troppo diverso da quello del prisma esagono; questa sfaldatura, evidentissima nelle sezioni trasversali (figura 222), costituisce il principale e più sicuro carattere diagnostico per differenziare gli anfiboli dai pirosseni.

Anfiboli rombici.

Sono poco importanti, per la loro scarsa diffusione in confronto agli altri; chimicamente hanno la composizione $(Mg,Fe)SiO_3$, identica a quella dei pirosseni rombici; il p. spec. è sensibilmente inferiore, e compreso fra 3,1 e 3,2.

La specie più comune è l'*antofillite*, povera di ferro, e corrispondente perciò alla bronzite; non si presenta mai in cristalli distinti, bensì in masse bacillari, o fibrose, o perfino filamentose asbestoidi, di colore bruniccio, nei micascisti della Val Passiria sopra Merano, di Kongsberg in Norvegia, ecc. Come rarità fu osservata anche all'Elba.

Anfiboli monoclini.

Comp. chim. — Come i pirosseni, gli anfiboli monoclini, che sono i più numerosi e i più abbondanti, si distinguono in termini non alluminiferi e in termini alluminiferi. I primi sono composti dalle miscele di due silicati $CaMg_3(SiO_3)_4$, e $CaFe_3(SiO_3)_4$; la formula ne è perciò $Ca(Mg,Fe)_3(SiO_3)_4$. Negli alluminiferi, a questi due silicati altri se ne trovano mescolati, di vario tipo, contenenti Al e Fe‴; nelle orneblende si ammette dai più l'esistenza di un silicato $(Mg,Fe)_2(Al,Fe''')_4(SiO_6)_2$, polimero del cor-

Digitized by Google

rispondente che abbiamo considerato nelle augiti; ma anche qui vale l'osservazione fatta per i pirosseni. Comuni sono pure termini contenenti silicati ricchi di sodio, e precisamente $Na_2Al_2(SiO_3)_4$, polimero del silicato della giadeite, e $Na_2Fe_2(SiO_3)_4$, polimero di quello della egirina.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio. Per l'orneblenda:

$$a:b:c = 0{,}5511:1:0{,}2938$$
$$\beta = 73°{,}58'$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 55°{,}49'$$
$$(101) \wedge (001) = 31{,}—$$
$$(011) \wedge (0\bar{1}1) = 31{,}32.$$

I cristalli hanno ordinariamente una spiccata tendenza all'allungamento secondo l'asse z; caratteristica la presenza del prisma verticale con angoli di 56°, i cui spigoli acuti sono troncati dal pinacoide {010}, per modo che la sezione trasversa è pseudo-esagonale; si trovano, specialmente nelle orneblende, anche cristalli ben terminati da nitide faccette di base e di prismi obliqui, ma per lo più i cristalli non sono terminati, e si presentano in fasci bacillari, o raggiati, oppure interclusi. Anche gli aggregati fibrosi sono comuni.

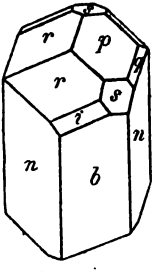


Fig. 223.

Un cristallo di orneblenda è quello della fig. 223, nella quale $b = \{010\}$, $n = \{110\}$, $r = \{011\}$, $i = \{031\}$, $p = \{\bar{1}01\}$, $s = \{\bar{1}21\}$, $q = \{\bar{2}11\}$.

Geminazioni sono frequenti secondo il pinacoide {100}.

La *sfaldatura* è, come sappiamo, caratteristica, secondo {110}.

Digitized by Google

Durezza = 6, circa. Il *p. spec.* varia con la composizione, fra 2,9 e 3,3; è dunque sensibilmente inferiore a quello dei pirosseni, confrontando tra loro i termini di corrispondente composizione.

Inattaccabili dagli acidi, gli anfiboli hanno varia fusibilità; i termini ricchi di Fe e di Na sono tutti facilmente fusibili; difficilmente quelli ricchi di Mg.

Varietà principali e loro giaciture e località. — *Tremolite* è chiamato l'anfibolo monoclino risultante dal silicato $CaMg_3(SiO_3)_4$, puro o quasi puro; si presenta in cristalli allungatissimi, bacillari, per lo più aggregati o fascicolati, di color bianco, interclusi nella dolomia saccaroide di Campolongo nel Canton Ticino, e in altre località alpine; è frequentemente alterato, con formazione di talco.

Actinolite, od actinoto, è detto invece l'anfibolo in cui al silicato della tremolite si trova associata una sensibile quantità di $CaFe_3(SiO_3)_4$; è anche questo in prismi allungati (Tav. XXXIX), interclusi od aggregati, qualche volta raggiati, ma di colore verde, dal verdolino azzurrognolo pallido fino al verde-bottiglia scuro. È oltremodo abbondante, come componente di rocce scistoso-cristalline, in tutta la catena alpina; una varietà feltrata, verde-smeraldo, pseudomorfa di pirosseni monoclini, è la *smaragdite*. Qualche volta l'actinolite è filamentosa, a fibre alquanto flessibili, e costituisce l'*amianto d'anfibolo*, non scarso p. es. nel Tirolo; ma, come vedremo, il vero e migliore amianto è invece una varietà di serpentino.

Nefrite, perchè se ne fecero amuleti contro le malattie dei reni, fu denominata una varietà di actinolite, a fibrille finissime fittamente intrecciate, per modo da fornire un aggregato compattissimo, assai tenace, lucidabile magnificamente, di una tinta verde o verde-grigia, in toni varî, e di aspetto simile

Digitized by Google

alla giadeite, dalla quale però si distingue facilmente perchè ha p. spec. = 3-3,1, e fonde piuttosto difficilmente al cannello. Anche questo materiale venne usato dall'uomo preistorico, specialmente al di là delle Alpi, per foggiarne armi; è molto ricercato dai cinesi, per opere di scultura minuta e di ornamento personale. Nefrite fu trovata in Liguria, presso Sestri Levante, ma grigiastra e poco bella; più recentemente presso Episcopia in Basilicata, sempre connessa a rocce gabbriche e serpentinose; in Slesia fu rinvenuta nel serpentino, ed erratica, in ciottoli, in varie località; le più belle varietà sono tuttavia quelle dell'Asia centrale e della Nuova Zelanda.

Tra gli anfiboli alluminiferi, il più comune e caratteristico è l'*orneblenda*, nome assai comprensivo, che abbraccia la massima parte degli anfiboli scuri ricchi di Fe, e contenenti Al, Fe''', talora anche Na. L'orneblenda verde comune, nera in massa, verde-bottiglia in sezione sottile, è un minerale essenziale di moltissime rocce, tra le quali principalmente le dioriti, le sieniti e parecchi scisti cristallini. Bei cristalli nitidi se ne osservano nei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio, e ad Arendal in Norvegia, con magnetite. L'orneblenda bruna, o basaltica, ricca di Fe''' e di Na, è anch'essa nera in massa, ma bruno-rossastra in sezione sottile, e preferisce le rocce eruttive molto basiche; grossi cristalli sono quelli interclusi nei tufi vulcanici di Czernoschim in Boemia.

Non raramente nei melafiri del Trentino si osserva un anfibolo orneblendico fibroso, pseudomorfo di augite; esso venne chiamato *uralite*.

L'*edenite* è un minerale anfibolico alluminifero, ma privo, o quasi, di ferro; il colore è biancastro o verdognolo chiarissimo. Senza un saggio chimico si può confondere con la tremolite. Fu osservata nei calcari intercalati agli scisti cristallini, in alcune località delle Alpi Marittime.

Digitized by Google

Molto più comune, come componente di rocce scistoso-cristalline nelle Alpi occidentali, e frequentemente associato a pirosseni verdi giadeitoidi, è il *glaucòfane*. È questo un anfibolo monoclino sodico, che risulta in prevalenza da $Na_2Al_2(SiO_3)_4$, ma contiene pure una certa proporzione del silicato $(MgSiO_3)_4$; ha una tinta azzurrognola caratteristica, con splendido pleocroismo tra il verdolino chiaro, il violetto ametista e l'azzurro cielo.

Meno comune da noi è la *riebeckite*, altro anfibolo sodico, ma più ricco di Fe, e risultante dalla miscela del silicato $Na_2Fe_2'''(SiO_3)_4$ con $(FeSiO_3)_4$. Ha una tinta azzurro-indaco scura, con fortissimo pleocroismo tra l'azzurro e il verde, e forma un componente di rocce granitiche ricche di Na (Corsica, Sokotra, Colorado). Una composizione analoga, ma non ben precisata, ha un altro anfibolo sodico, l'*arfvedsonite*, che si presenta in grossi cristalli neri a Kangerdluarsuk in Groenlandia, e in Norvegia.

Caratteristica per la sua struttura finamente fibrosa, asbestoide, e per il suo colore azzurrastro, è la *crocidolite*, di composizione prossima alla riebeckite, ma meno ricca in ferro; in aggregati a fibre parallele finissime si trova nelle vicinanze di Griqua-Town nell'Africa australe, ed è usata come l'amianto, sotto il nome di *amianto azzurro*, o *amianto del Capo*, ma ha minor pregio del vero amianto di serpentino. Inclusa nel quarzo costituisce la pietra nota come « occhio di falco », dalla cui alterazione, per impregnazione di ossido di ferro, deriva l'« occhio di tigre », tanto noto come pietra d'ornamento di basso pregio.

Un anfibolo sodico di tipo crocidolitico sostituisce poi spesso il glaucofane nelle rocce scistose prasinitiche delle Alpi occidentali.

Digitized by Google

Anfiboli triclini.

A questo gruppo si ascrivono ordinariamente, nonostante molte profonde differenze che li staccano dagli anfiboli propriamente detti, alcuni minerali a costituzione assai complessa. Il più noto è l'*enigmatite*, un minerale di aspetto simile a quello dell'orneblenda bruna, ricco di Fe''' e Na, e contenente TiO_2; si presenta in grossi cristalli a Kangerdluarsuk in Groenlandia. Un minerale triclino simile è la *cossirite*, che in forma di piccoli cristallini neri brillanti forma uno dei componenti di certe rocce vulcaniche dell'isola di Pantelleria.

Berillo.

Comp. chim. — $Be_3Al_2(SiO_3)_6$, metasilicato di berillio e alluminio; talora contiene piccole quantità di metalli alcalini.

Forma cristallina. — Sist. esagonale, cl. bipiramidale diesagonale, o cl. del berillo:

$$a : c = 1 : 0{,}4989$$

$$(10\bar{1}1) \wedge (0001) = 29°,56\,½'$$
$$(11\bar{2}1) \wedge (0001) = 44,56\,½$$
$$(10\bar{1}1) \wedge (01\bar{1}1) = 28,54\,½.$$

I cristalli hanno abito prismatico, e talora anche raggiungono considerevoli dimensioni; una combinazione abbastanza ricca è quella che abbiamo visto nella fig. 58, a pag. 87; più semplice è quella della fig. 224, nella quale $a = \{10\bar{1}0\}$, $c = \{0001\}$, $p = \{10\bar{1}1\}$ $r = \{11\bar{2}1\}$.

Digitized by Google

Sfaldatura basale, in tracce indistinte.

Durezza = 7½. *P. spec.* = 2,7. Difficilmente fusibile al cannello.

Lucentezza vitrea: $\omega = 1{,}582$; $\varepsilon = 1{,}576$. Il berillo puro è incoloro, ma più spesso lo si trova tinto in verde azzurrino (var. *acquamarina*), raramente in giallo o in roseo; la più bella e pregiata varietà è quella trasparente, di un verde-erba vivo, nota sotto il nome di *smeraldo*. Il berillo comune è opaco, azzurrino o biancastro.

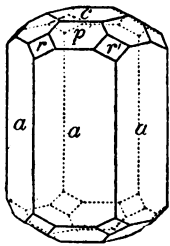


Fig. 224.

Giaciture e località. — Bellissimi cristalli di berillo, incolori, rosei o verdicci, si trovano con tormalina, ortoclasio, ecc., nelle druse cristallizzate del granito di S. Piero in Campo, all'Elba; cristalli rosei, più grossi, si hanno dalla California e dal Madagascar. L'acquamarina si trova in grossi e bei cristalli negli Urali (Ekaterinburg), nella Siberia orientale (Nertschinsk), nel Brasile (Minas Geraes) e al Madagascar. Lo smeraldo più bello è quello che sta, con calcite, quarzo e parisite, in vene entro ad un calcare presso Muzo, in Colombia, territ. di S. Fè de Bogotà; più frequente ma meno bello è lo smeraldo nei micascisti degli Urali (Tokowaja), dell'Alto Egitto (Kosseir), di qualche località delle Alpi salisburghesi e del Nord America. Il berillo comune, in prismi che talvolta raggiungono dimensioni assai ragguardevoli, non è raro nelle pegmatiti di Craveggia in Val Vigezzo, di Olgiasca sul Lago di Como, di Rabenstein in Baviera, di Limoges in Francia, di Grafton nel NewHampshire, ecc.

Usi del berillo. — Lo smeraldo e l'acquamarina sono usati come gemme; dal berillo comune si può estrarre il berillio.

Digitized by Google

Un metasilicato è anche l'*eudialite*, di composizione prossima a $Na_4(Ca,Fe)_3Zr(SiO_3)_7$ trigonale, con facile sfaldatura basale; si trova in bei cristalli rossastri o brunastri a Kangerdluarsuk in Groenlandia, e in alcune altre poche località.

Bruno-rossastra scura, in aggregati cristallini raggiati o granulari, con p. sp. = 3,9, è la rara *taramellite*, $Ba_4Fe''(Fe'''O)Fe_3(SiO_3)_{10}$, dei calcari cristallini di Candoglia nell'Ossola.

Cordierite.

Comp. chim. — $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$; per un principio di alterazione contiene spesso piccole quantità di H_2O.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina. I cristalli hanno abito prismatico tozzo, con un evidente accenno a pseudosimmetria esagonale.

Sfaldatura poco distinta secondo {010}.

Durezza = 7. *P. spec.* = 2,65.

Lucentezza vitrea. Quando sia trasparente, la cordierite è notevole sopra tutto per il suo splendido pleocroismo, dall'azzurro violaceo al giallo.

Difficilmente fusibile al cannello; dagli acidi è pochissimo attaccata.

Giaciture e località. — La cordierite si trova in qualche roccia granitica o porfirica, come componente accessorio; ma la sua giacitura principale è nei gneiss, dove è abbastanza comune, anche da noi, spesso accompagnata da sillimanite e granato, ed è ordinariamente un prodotto caratteristico del metamorfismo di contatto. I più bei cristalli sono quelli di Bodenmais in Baviera, spesso interclusi nella pirrotite; in ciottolini rotolati, limpidi, si trova nelle alluvioni gemmifere di Ceylan; masse considerevoli, limpide o translucide, si traggono in copia dal Madagascar.

Digitized by Google

La cordierite è spesso alterata e pseudomorfosata completamente in prodotti squamosi, micacei, di natura muscovitica, che ricevettero nomi varî, come *pinite*, *aspasiolite*, ecc.

Usi della cordierite. — Se limpida e di bella tinta, è usata come gemma, sotto il nome di « saphir d'eau ».

Nefelina.

Comp. chim. — La nefelina è composta principalmente di ortosilicato di sodio e alluminio $NaAlSiO_4$, ma contiene sempre, allo stato di soluzione solida, quantità variabili di un altro silicato, più acido, che forse risponde alla formula $(Na,K)_2Al_2Si_3O_{10}$.

Abbiamo già detto altrove (pag. 426) come il silicato della nefelina si possa ottenere pure in una modificazione triclina (*carnegieite*).

Forma cristallina. — Sist. esagonale, cl. piramidale esagonale, detta cl. della nefelina:

$$a : c = 1 : 0{,}8389.$$

$$(10\bar{1}1) \wedge (0001) = 44^0{,}5'.$$

I cristalli, formati di solito dal prisma esagono {10$\bar{1}$0}, combinato con la base {0001} e con una o più piramidi esagonali di I ord., hanno singonia superiore alla reale simmetria; per mettere in luce quest'ultima bisogna ricorrere alle figure di corrosione.

Sfaldatura imperfetta secondo {10$\bar{1}$0}.

Durezza = 6. *P. spec.* = 2,6.

Lucentezza vitrea, traente talora alla grassa; colore bianco o verdognolo grigio.

Al cannello fonde in un vetro bolloso. Molto facilmente attaccata e decomposta da acidi, anche diluiti e freddi, con separazione di silice gelatinosa.

Digitized by Google

In natura è frequentissimamente alterata, con formazione di prodotti zeolitici (natrolite, analcime), o micacei (*liebenerite*).

Giaciture e località. — La nefelina è principalmente importante come costituente roccia; in moltissime rocce eruttive essa ha funzione simile a quella dei feldspati, e perciò, come la leucite, fu ascritta ai così detti feldspatoidi. La varietà scura, a lucentezza grassa, detta *eleolite*, è caratteristica specialmente di quelle interessanti rocce eruttive intrusive che sono le sieniti eleolitiche (Norvegia, Transilvania, Portogallo); la varietà limpida, in piccoli individui incolori, è un costituente di varie rocce effusive, come nefeliniti, basalti nefelinici, tefriti e basaniti nefeliniche, fonoliti, ecc. Bellissimi cristalli terminati si trovano impiantati nelle geodi dei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio.

La *pseudonefelina*, che in prismetti esagonali allungati si trova comunemente a tappezzare le cavità della leucitite di Capo di Bove presso Roma, è molto ricca di potassa, e risponde esattamente alla formula $(Na,K)AlSiO_4$; per tutti gli altri caratteri è molto simile alla nefelina.

Al grande gruppo esagonale della nefelina in senso lato spettano pure altri minerali, che ricorderemo brevissimamente, perchè presenti tra i prodotti di quella mirabile officina che è il Vesuvio.

Uno, l'ortosilicato di potassio e alluminio $KAlSiO_4$, è la *caliofilite*, o *facelite*, che si presenta raramente nei projetti del Vesuvio, in aghetti fascicolati.

Più comuni nei projetti vesuviani sono la *davyna*, e le varietà ad essa molto simili chimicamente, denominate *microsommite* e *cavolinite*; queste differiscono morfologicamente dalla nefelina per una più

Digitized by Google

facile e distinta sfaldatura {101}, e per il fatto di appartenere alla classe del berillo, anzi che a quella della nefelina; chimicamente le differenze sono abbastanza forti, perchè il Ca è sempre presente in quantità notevole, e presenti sono pure l'uno o l'altro, o tutti insieme, i residui SO_4, CO_3 o il Cl, che mancano al gruppo della nefelina in senso stretto.

Analoga a questi è la *cancrinite*, delle sieniti eleolitiche di Brevig in Norvegia e Ditro in Transilvania; rarissimamente, sembra pure trovarsi nei proiettti cristallizzati del Vesuvio.

Sodalite.

Comp. chim. — La sodalite risulta da soluzioni solide del silicato $NaAlSiO_4$ con un silicato contenente Cl, di probabile costituzione $Na_4(AlCl)Al_2(SiO_4)_3$.

Forma cristallina. — Sist. monometrico; è incerto se spetti alla cl. della fluorite o a quella della blenda, come accennerebbero le figure di corrosione. I cristalli sono ordinariamente rombododecaedri, molto spesso sproporzionati, e allungati secondo un A_3.

Sfaldatura imperfetta secondo {110}.

Durezza = 5 ½. *P. spec.* = 2,3.

Lucentezza vitrea; colore per lo più bianco.

Facilmente attaccata e decomposta dagli acidi.

Giaciture e località. — I più bei cristalli sono quelli impiantati nelle geodi dei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio, dove si osserva pure, più raramente, una varietà verdiccia contenente molibdeno, e perciò distinta col nome di *molibdosodalite*. Come componente roccia si trova in rocce trachitiche o trachitoidi (Campi Flegrei).

Al *gruppo della sodalite* appartengono altri minerali, degni di essere particolarmente descritti.

Digitized by Google

La *haüynite* ha composizione rappresentabile dalla formula $(Na_2,Ca)_2(Al.NaSO_4)Al_2(SiO_4)_3$; caratteristica è dunque, in confronto alla sodalite, la presenza del Ca, e del residuo SO_4.

La forma cristallina è monometrica (cl. della blenda ?); i cristalli sono per lo più ottaedri, talora combinati con il rombododecaedro, e spesso geminati secondo una faccia di ottaedro. La sfaldatura {110} è poco distinta. Durezza = 5½-6. P. spec. = 2,5. È decomposta dagli acidi. Lucentezza vitrea; colore azzurro, dal celeste carico all'azzurrino verdastro chiaro, fino a grigio azzurrognolo.

L'haüynite, o haüyna, è abbondante sopra tutto, in magnifici cristallini, nei projetti vulcanici del Lazio, dove si trova anche in masse granulari azzurrognole; meno abbondante al Vesuvio; copiosa come costituente roccia in certe lave (haüynofiri) del Monte Vulture in Basilicata; scarsa, in granuli azzurri trasparenti, nelle lave di Niedermendig (Prussia Renana).

Molto simile alla haüyna, ma priva di Ca, e di colore grigiastro, semiopaca per numerosissime piccole inclusioni, è la *noseanite* o *noselite*, elemento abbastanza comune di rocce nefeliniche, e presente pure nei projetti vulcanici del Lago di Laach, e dei Monti Cimini.

Allo stesso gruppo appartiene, ed è anzi legata alla haüynite da strettissimi rapporti chimici e morfologici, la *lazurite*, nota generalmente sotto il nome di *lapislazzuli*, che vien dato più propriamente alle masse compatte, impure. Essa è probabilmente una miscela isomorfa del silicato della haüynite col silicato analogo $Na_4(NaS_3.Al)Al_2(SiO_4)_3$. I cristalli, monometrici, sono estremamente rari; la lazurite si presenta di solito in masse compatte, assai impure, e miste a calcite, pirosseno diopside, miche, e pi-

Digitized by Google

rite; queste masse sono suscettibili di bel pulimento, e vengono utilizzate come pietra preziosa. La durezza del minerale puro è = 5½, il p. spec. = 2,4; il colore è un intenso e caratteristico azzurro di oltremare. Con HCl si ha decomposizione completa, e abbondante svolgimento di H_2S. Il lapislazzuli viene specialmente dal Badakschan nell'Afganistan, da Lago Baikal e dal Chile. Scarso è nei projetti vulcanici calcarei del Vesuvio e del Vulcano laziale. Una volta, oltre che come gemma, questo minerale era utilizzato per la estrazione dell'oltremare naturale, oggi sostituito dall'oltremare artificiale, di analoga composizione e di vil prezzo.

Gruppo dei granati.

Comp. chim. — Meglio che una specie, i granati formano un gruppo isomorfo, risultante da svariate miscele di silicati diversi, ma tutti costituiti sopra un unico tipo chimico, espresso dalla formula $R_3''R_2'''(SiO_4)_3$; secondo che il metallo bivalente R'' sia piuttosto Ca, o Mg, o Mn, oppure Fe'', e secondo che il metallo trivalente R''' sia Al piuttosto che Fe''' o Cr, si possono distinguere alcuni silicati principali, i quali tuttavia non si trovano quasi mai puri in natura, ma hanno ricevuto il nome delle varietà nelle quali prevalgono. Così:

$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	si chiama	il silicato	della *grossularia*;
$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	»	»	del *pirôpo*;
$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$	»	»	della *spessartite*;
$Fe_3''Al_2(SiO_4)_3$	»	»	dell'*almandino*;
$Ca_3Fe_2'''(SiO_4)_3$	»	»	dell'*andradite*;
$Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$	»	»	della *uvarovite*.

Forma cristallina. — Tutti i granati cristallizzano

Digitized by Google

nel sist. monometrico, cl. della fluorite. La forma più comune è il rombododecaedro, cui spesso si associa l'icositetraedro {211}, come si vede nella fig. 225, e un poco meno comunemente l'esacisottaedro {321}.

Sfaldatura distinta non si osserva.

Durezza = 7-7 ½. *P. spec.* vario con la composizione, da 3,4 a 4,3.

Lucentezza vitrea; colori molto diversi, come sarà accennato a proposito di ognuna tra le varietà principali.

Varietà principali, e loro giaciture e località. — La *grossularia*, in cui prevale il silicato di Al e Ca, è di colore chiaro, giallo, rossiccio, verdiccio, od anche incolora. È specialmente caratteristica dei calcari metamorfici per contatto: ricordiamo quella incolora di Tiriolo pr. Catanzaro, quella verdiccia della Val di Fassa, quella rosea di Xalostoc nel Messico, quella bruniccia in grossi cristalli di California e del Banato. In parte è grossularia anche il granato bruno del Vesuvio, che presenta tuttavia graduali passaggi alla melanite (granato ferrico). *Hessonite* è chiamata la varietà giallo-miele o rossigna, che in splendidi cristalli si presenta, con diopside, clorite, ecc. nei litoclasi delle serpentine in varie località alpine, specie delle Alpi Occidentali, come in Val d'Ala, in Val d'Aosta, in Valle del Sangone, e in qualche località della Liguria (Valle della Gava nella regione di Voltri); analogo è il granato della valle di Pfitsch nell'Alto Adige, quello della Zillerthal nel Tirolo, e quello di Achmatowsk negli

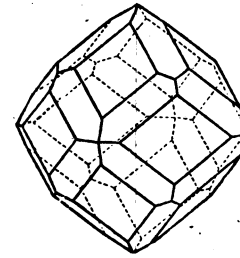


Fig. 225.

Digitized by Google

Urali. A Ceylan la hessonite si trova erratica, nelle sabbie gemmifere.

Il *pirôpo* contiene sempre tracce di cromo, ed è di color rosso-sangue carico; caratteristica è la sua infusibilità al cannello. È un minerale tipico delle rocce peridotitiche (Gorduno, nel Bellinzonese) e delle serpentine che ne derivano; abbondante è specialmente, in giacimento secondario, nelle alluvioni di Meronitz in Boemia e di Zöblitz in Sassonia: anzi nel commercio delle gemme viene spesso indicato come « rubino di Boemia » o « granato di Boemia ». Abbondante pure nelle kimberliti diamantifere dell'Africa Australe, dove è designato col nome di « rubino del Capo ».

Assai più rara è la *spessartite*, di color giallo-miele o giallo bruno, che si presenta in bei cristallini nel granito elbano, nello Spessart in Baviera, e in masse relativamente più cospicue, specialmente compatte, nel giacimento manganesifero di S. Marcel in Val d'Aosta; con piemontite, a Ceres presso Lanzo (Torino). Qualche esemplare trasparente del Madagascar venne anche lavorato come gemma.

L'*almandino* è il più comune e il più noto dei granati; ha colore rosso, per lo più vinato, ed è facilmente fusibile; la sua giacitura normale è nelle rocce cristalline acide, sia eruttive, sia specialmente gneissiche e micascistose. Dagli scisti cristallini della Valtellina, del Sempione, del Monte Rosa, della Val Passiria nell'Alto Adige, della Oetzthal nel Tirolo, della Norvegia, del Colorado (Tav. XL) si traggono innumerevoli magnifici cristalli: i più perfetti sono forse quelli dello Stickeen River nell'Alaska. Qualche volta l'almandino si trova anche nei giacimenti metalliferi (Sassonia, Schneeberg in Val Passiria). Come gemma si usano sopra tutto gli esemplari limpidi che in forma di ciottoletti si rinvengono nelle alluvioni gemmifere

Digitized by Google

dell'India e dell'Africa Sud-occidentale. Grossi, ma opachi e di tinta smorta, sono i cristalli che non raramente si presentano entro le nostre pegmatiti, di Olgiasca sul Lago di Como, di Candoglia nell'Ossola, di Isolella nella bassa Valsesia, ecc.

L'*andradite*, o *granato ferrico*, è raramente pura, e si presenta in un gran numero di sotto-varietà, secondo le miscele. Caratteristici sono la facile fusibilità e il p. spec. piuttosto elevato. Il granato ferrico in masse granulari brune accompagna i minerali di ferro a Capo Calamita (Isola d'Elba). Una varietà assai nota è la *melanite*, nera, titanifera, dei tufi vulcanici del Lazio (Frascati) e dei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio; questi passa per gradi alla grossularia bruna. Verde è invece il *demantoide*, che tappezza i litoclasi delle serpentine riempiti di amianto, in Val Malenco, e in masserelle granulari miste all'amianto forma quella che si chiama ordinariamente dai cavatori « semenza dell'amianto ». Gialla è la *topazzolite*, pure caratteristica dei litoclasi nelle serpentine di Val d'Ala, del Vallese, ecc. Una miscela di andradite e di grossularia è probabilmente il granato bruno di Traversella, presso Ivrea.

La *uvarovite* è la più rara di tutte le varietà; ha una splendida tinta verde-smeraldo, è molto dura (7 ½-8), ed è infusibile al cannello. Si presenta specialmente nelle cavità della cromite; i più bei cristalli provengono da Bissersk negli Urali, e da Macry nel vilayet di Brussa (Asia Minore). Tracce di granati cromiferi furono trovate anche nelle Alpi occidentali, specialmente a S. Marcel in Val d'Aosta, nel noto giacimento manganesifero, e in Val Malenco.

Usi del granato. — Le varietà limpide e ben colorate sono molto usate come gemma; le più frequente-

Digitized by Google

mente impiegate sono le varietà rosse, almandino e piropo; ricercate ma rare le verdi, uvarovite e demantoide.

Olivina.

Comp. chim. — L'olivina, o *peridoto*, è una miscela isomorfa, in proporzioni variabili, del silicato Mg_2SiO_4 con Fe_2SiO_4; la sua formula si scrive dunque $(Mg,Fe)_2SiO_4$.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina:

$$a:b:c: = 0{,}4657:1:0{,}5865.$$

$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 49°,57'$$
$$(101) \wedge (\bar{1}01) = 103{,}6$$
$$(021) \wedge (0\bar{2}1) = 99{,}6.$$

Una combinazione caratteristica è quella della fig. 13, a pag. 31; un'altra, pure comune, è quella della figura 226: $a = \{100\}$, $m = \{110\}$, $b = \{010\}$, $c = \{001\}$, $d = \{101\}$, $e = \{111\}$.

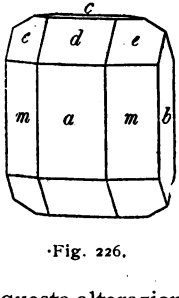


Fig. 226.

Sfaldatura abbastanza distinta secondo il pinacoide {010}.

Durezza = 7. *P. spec.* = 3,3-3,5 nella olivina comune.

Lucentezza vitrea; colore ordinariamente verde, da verde gialliccio chiaro a verde-oliva scuro. Trasparente o translucida. Spesso alterata parzialmente in serpentino; questa alterazione, che comincia lungo le screpolature e le tracce di sfaldatura, porta alla formazione di un reticolato di serpentino, nelle cui maglie stanno

Digitized by Google

i residui di olivina inalterata, ed è facilmente constatabile al microscopio (fig. 227); talora è totale, e conduce alla formazione di pseudomorfosi di serpentino su olivina. Un altro prodotto caratteristico di alterazione della olivina è la così detta *iddingsite*, silicato idratò lamellare, rosso, con facile sfaldatura e viva lucentezza, frequente nelle rocce basaltiche, ma di costituzione ancora non ben definita.

L'olivina è poco fusibile al cannello, specialmente nelle varietà meno ricche di Fe. Attaccabile e decomponibile da HCl concentrato.

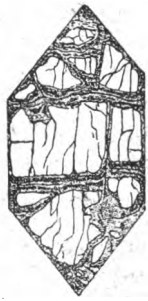


Fig. 227.

Giaciture e località. — L'olivina verde comune è un componente essenziale di moltissime rocce eruttive, come peridotiti, basalti, ecc. In bei cristalli si trova specialmente nei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio; cristalli sciolti, limpidi e ben formati, si hanno dall'Egitto e dal Brasile; interclusi nel calcare, e pur grossi, son quelli di Achmatowsk negli Urali.

Nelle meteoriti l'olivina è comune, e in cristalli è caratteristica sopra tutto delle sideroliti, come il famoso ferro di Pallas, di Krasnojarsk in Siberia.

Forsterite è chiamata la varietà priva di ferro, cioè formata di solo Mg_2SiO_4; in cristalli bianchi, o appena giallicci, infusibili, si trova nelle geodi dei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio.

Fayalite è invece il termine formato da puro Fe_2SiO_4; nera in massa, verde-bottiglia scuro sugli orli delle scaglie sottili, facilmente fusibile, è rara in cristalli distinti; meno scarsa come componente di rocce eruttive. Quella trovata in blocchi sulla spiaggia di Fayal nelle Azzorre è probabilmente un pro-

Digitized by Google

dotto artificiale (scoria), usato come zavorra dalle navi; la fayalite si forma infatti molto facilmente nelle scorie dei forni siderurgici.

Usi dell'olivina. — Le varietà verdi limpide sono usate come gemma, sotto il nome di *crisolito*.

Simile assai morfologicamente all'olivina è la *monticellite* $CaMgSiO_4$; è bianca o grigia, in cristalli di abito analogo a quelli di olivina, e si presenta nei projetti vulcanici del Vesuvio, e nei calcari metamorfici per contatto del M. Monzoni in Val di Fassa, nel Trentino.

Un ortosilicato di zinco è la *willemite* Zn_2SiO_4, trigonale, spettante alla classe della dolomite; si trova con altri minerali di zinco alla Vieille Montagne presso Aachen, e specialmente a Franklin nel New Jersey; qui si rinviene pure una varietà manganesifera, in grossi prismi, detta *troostite*.

La *fenacite* Be_2SiO_4 è stata da noi ricordata come appartenente al sist. trigonale, cl. della dolomite; i suoi cristalli, di abito tozzamente prismatico, ricchissimi di faccette brillanti e nitide, costituiscono infatti un magnifico esempio di tale grado di simmetria. La fenacite ha durezza = 7 ½ e p. spec. = 3; è limpida ed incolora, con lucentezza quasi adamantina, tanto che è talvolta usata come gemma. Si trova a Framont nei Vosgi, nel giacimento ferrifero; sulla Tokowaya negli Urali, interclusa nel micascisto, con smeraldo; nel granito, in cristalli impiantati, nel Colorado, al M. Antero, ecc. I più grossi cristalli, torbidi, sono quelli di Krageroe in Norvegia: i più ricchi, limpidi e abbondanti sono quelli che si trassero da San Miguel de Piracicaba, nello Stato di Minas Geraes al Brasile.

Google

Anche il *dioptasio* H_2CuSiO_4, da interpretarsi forse come $CuSiO_3.H_2O$, cristallizza nella stessa classe della fenacite, e una combinazione tipica ne abbiamo conosciuto nella fig. 69, a pag. 98. È un bellissimo minerale, di una tinta verde-smeraldo brillante, con durezza = 5 e p. spec. = 3,3, ma assai raro; il giacimento più anticamente noto è quello di Altin-Tübe nelle steppe dei Kirghisi; oggi il dioptasio si trae principalmente da Mindouli nel Congo francese, e da Tsumeb pr. Otavi, nel S. W. Africa.

Scapolite.

Il gruppo che si suol chiamare della scapolite, o della wernerite, è formato da miscele di ortosilicati tetragonali di sodio, calcio e alluminio, talora contenenti Cl; i termini più comuni risultano dalla miscela dei due composti $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$ (silicato della mejonite) e $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$ (silicato della marialite).

La *wernerite*, o scapolite, miscela dei due silicati, sopra detti, cristallizza, al pari di tutti gli altri termini del gruppo, nel sist. tetragonale, classe della scheelite, come risulta dallo studio delle figure di corrosione, e dalla presenza, che qualche volta si osserva, di facce di bipiramide tetragonale di III O. Nella figura 228, $a = \{100\}$, $m = \{110\}$, $o = \{111\}$, $z = \{311\}$. I cristalli, con abito prismatico, bianchi, grigi, o di altre tinte chiare, con lucentezza vitrea passante a madreperlacea, facilmente fusibili a cannello, si trovano nei calcari cristallini metamorfici, specialmente ad Arendal in Norvegia e a Pargas in Finlandia; granuli interclusi non sono rari nei calcari della Val Sesia e di altre località alpine. Una varietà gialla chiara trasparente, del Madagascar, viene qualche volta sfaccettata e usata come gemma.

Digitized by Google

La *mejonite* risulta dal puro silicato $Ca_4Al_6Si_6O_{25}$; in cristalli prismatici allungati, limpidissimi e nitidamente terminati, perfettamente incolori, si trova frequentemente nei projetti calcarei del Vesuvio. Molto simili sono la *mizzonite* e il *dipiro*; se ne trovano cristalli interclusi in calcari metamorfici per contatto nel gruppo dell'Adamello e all'Isola d'Elba.

Analoga per composizione e forma cristallina è anche la *sarcolite* $(Ca,Na_2)_3Al_2(SiO_4)_3$; ha colore roseo carnicino pallido, e si presenta, piuttosto raramente, in bei cristalli prismatici tozzi, spesso ricchi di facce, nei projetti vulcanici del Vesuvio.

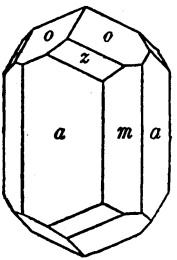


Fig. 228.

Al gruppo della scapolite si riattacca abbastanza strettamente la *melilite* $Na_2(Ca,Mg)_{11}(Al,Fe)_4(SiO_4)_9$. Anche questa appartiene al sistema tetragonale; i suoi cristalli sono per lo più prismi quadrati molto tozzi, spesso anzi decisamente tabulari secondo la base. Il colore è biancastro, grigio o bruniccio; la durezza = 5 ½; il p. spec. = 2,9. Non molto abbondantemente si osserva nei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio (*humboldtilite*); maggior diffusione ha come costituente rocce, dove ha funzione di feldspatoide; nelle lave leucitiche del Vulcano laziale non solo si trova entro alla massa della roccia, ma anche in cristallini brunogialli a tappezzarne le cavità.

Molto analoga è la *gehlenite* $Ca_3Al_2Si_2O_{10}$, che in prismi tetragonali aggruppati, di color grigio o brunastro, si trova in quantità non scarsa nei calcari metamorfici del M. Monzoni in Val di Fassa; una varietà di gehlenite sembra essere la *fuggerite*, della stessa località.

Digitized by Google

Isomorfa con le precedenti è forse anche la *åkermanite*, silicato di Ca e Mg, che in masse granulari cristalline, bianche, fu trovato, come rarità, nei projetti calcarei al Monte Somma.

VESUVIANITE.

Comp. chim. — La vesuvianite, spesso detta anche *idocrasio*, è un ortosilicato prevalentemente di Ca e Al, alquanto ferrifero, e spesso anche fluorifero, di composizione piuttosto varia e complessa. La formula ne può forse essere scritta

$$Ca_7Al_2(AlOH)_2(SiO_4)_6,$$

dove Al può essere in parte sostituito da Fe''', Ca da Mg e Mn, e (OH) da F.

Forma cristallina. — Sist. tetragonale, cl. della cassiterite:

$$a : c = 1 : 0{,}5372$$

$$(111) \wedge (001) = 37°,13\,1/2'$$
$$(101) \wedge (001) = 28,15$$
$$(111) \wedge (1\bar{1}1) = 50,39.$$

I cristalli di vesuvianite hanno abito prismatico, ordinariamente assai tozzo, raramente allungato secondo l'A_4; oltre alle facce dei due prismi {110} e {100}, della base {001} e della bipiramide fondamentale {111}, che si può dire non manchino mai, sono molto spesso presenti numerose e brillantissime facce di altre forme, riunite in combinazioni ricchissime e svariatissime. La fig. 229 rappresenta una combinazione molto semplice e frequente: $a = \{100\}$, $m = \{110\}$, $c = \{001\}$, $u = \{111\}$, $e = \{101\}$.

Durezza = 6 1/2. *P. spec.* = 3,4 circa, un poco variabile con la composizione.

Digitized by Google

Lucentezza vitrea; colore vario, con prevalenza dei toni bruni e dei verdi; più raro è il giallo puro, e rarissimo l'azzurro.

Al cannello la vesuvianite è fusibile abbastanza facilmente, in un vetro spumoso.

Giaciture e località. — Comune in splendidi cristalli nei projetti vulcanici del Vesuvio, del Lazio, e in genere dei vulcani spenti dell'Italia centrale; in grossi cristalli è copiosa nei calcari metamorfici della Val di Fassa nel Trentino, di Tiriolo in Calabria, di Cziklowa e altre località del Banato; più scarsa, in condizioni analoghe, in Sardegna, in Val Camonica, in Val Seriana (Leffe), ecc. Nei litoclasi delle serpentine alpine, con granato, diopside, clorite, ecc., si trova principalmente: in Val d'Ala, in molte altre località delle Alpi occidentali e in Vall'Antrona; nella Valle di Pfitsch (Alto Adige); a Zermatt; ad Achmatowsk, negli Urali. Notevole la giacitura della vesuvianite, var. *wiluite*, in un tufo vulcanico sul fiume Achtaragda (Wilui, Siberia). Come curiosità ricorderemo la *ciprina*, varietà azzurra di Souland in Norvegia.

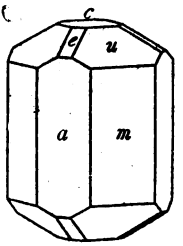


Fig. 229.

Zircone.

Comp. chim. — $ZrSiO_4$; taluni autori lo ravvicinano ai biossidi, specialmente in causa del suo isomorfismo col rutilo e con la cassiterite, e ne scrivono la formula $ZrO_2.SiO_2$.

Forma cristallina. — Sist. tetragonale, cl. della cassiterite:

Digitized by Google

$$a : c = 1 : 0{,}6404$$
$$(111) \wedge (110) = 47°{,}50'$$
$$(111) \wedge (1\bar{1}1) = 56{,}40\,\tfrac{1}{2}.$$

Una combinazione frequente e caratteristica è quella della fig. 82, pag. 107. Geminazione secondo {101} come nella cassiterite, ma poco comune. —

Durezza = 7½. *P. spec.* = 4,7; il p. sp. si abbassa notevolmente in alcuni esemplari alterati.

Lucentezza vivissima, adamantina: $\omega = 1{,}924$, $\varepsilon = 1{,}968$; colore vario, ma di solito bruniccio, giallognolo o rossiccio.

Al cannello è affatto infusibile; insolubile negli acidi.

Giaciture e località. — Lo zircone è un minerale molto comune e diffuso; esso forma un componente accessorio frequentissimo nelle rocce eruttive acide (graniti, sieniti, dioriti, e rocce effusive corrispondenti) e in moltissimi scisti; ma per lo più i suoi cristallini, nitidissimi, sono di dimensioni microscopiche, o quasi. In grossi cristalli si trova specialmente nelle sieniti di Norvegia e dei M. Urali, negli scisti cristallini del Canadà; colossali quelli del M. Ampanobe, al Madagascar. Con la alterazione delle rocce che lo contengono, lo zircone, duro e inalterabile, passa nel detrito, e si trova così frequentemente nelle sabbie; dalle sabbie gemmifere di Ceylan si traggono cristalli assai limpidi e di bella tinta, molto usati come gemme; una bellissima tinta azzurro-pallida presentano gli zirconi del Siam, e di Policeman's Knob nel Queensland, usati in questi ultimi tempi come gemma di magnifico effetto; frequente è pure questo minerale nelle alluvioni di Expailly in Alvergna; anche in qualche punto del Vicentino ne furono trovati interessanti cristalli; le sabbie dei nostri fiumi alpini sono tutte zirconifere. Qualche

Digitized by Google

cristallino se ne vede nei projetti del Vesuvio, specie sanidinici. Limpidi, incolori e brillantissimi i rari cristallini del Pfitsch, nell'Alto Adige.

Usi dello zircone. — Se limpido, è assai pregiato come gemma, per la viva lucentezza; i cristalli incolori vengono tagliati a rosetta, come i diamanti, cui somigliano assai; più comuni sono le pietre rossicce o rosso-brunicce, designate coi nomi di *giargone*, o *giacinto*. Alcuni zirconi contenenti ThO_2 erano trattati per la estrazione di questo ossido, per le reticelle Auer; oggi l'ossido di torio si trae principalmente dalla monazite.

Topazio.

Comp. chim. — $[Al(F,OH)]_2SiO_4$; è dunque un ortosilicato fluorifero di alluminio.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina:

$$a : b : c = 0{,}5285 : 1 : 0{,}4770$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 55°{,}43'$$
$$(111) \wedge (001) = 45{,}35.$$

I cristalli hanno abito prismatico, per lo più tozzo; una combinazione comune abbiamo conosciuto nella fig. 90, pag. 115. La fig. 230 ci rappresenta una combinazione frequente nei cristalli del Brasile: $M = \{110\}$, $l = \{120\}$, $o = \{111\}$. Nel cristallo, più ricco, della fig. 231 si hanno inoltre: $P = \{001\}$, $n = \{021\}$, $y = \{041\}$, $x = \{243\}$, $s = \{223\}$.

Sfaldatura perfetta secondo la base $\{001\}$.

Durezza = 8. *P. spec.* = 3,5.

Lucentezza vitrea; incoloro se purissimo, per lo più il topazio è giallo, o azzurro verdognolo come

Digitized by Google

acquamarina. La varietà giallo-marsala arroventata prudentemente diventa rosso-vino(topazio bruciato).

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Giaciture e località. — La giacitura primitiva caratteristica è nelle rocce granitiche; nei graniti dell'Erzgebirge sassone-boemo il topazio accompagna la cassiterite, ed è come questa un prodotto pneumatolitico: notissimi i cristalli paglierini della Schneckenstein pr. Auerbach in Sassonia. Nel granito dell'Isola d'Elba non ne furono osservati che piccolis-

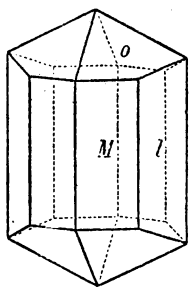


Fig. 230.

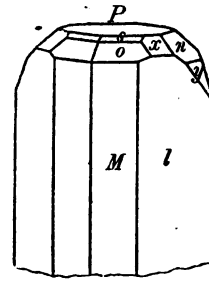


Fig. 231.

simi cristallini, come una estrema rarità. Nitidi cristalli di un bel giallo carico vengono dal Brasile, dove però si trovano anche grossi prismi incolori limpidi, e ciottolini rotolati incolori, pur limpidissimi. Dagli Urali si ottengono sia cristalli gialli (Sanarka, gov. di Orenburg), sia azzurrognoli (Mursinka, Ekaterinburg); azzurrognoli sono anche quelli, assai grossi, di Nertschinsk, nella Siberia orientale. Grandi cristalli incolori si trovano al Giappone; più piccoli, brunicci, trasparentissimi, sono quelli che si osservano nelle cavità di rocce eruttive recenti (rioliti) nell'Utah e nel Colorado.

Digitized by Google

Una varietà bacillare torbida è la *pirofisalite*, di Finbo in Svezia.

Usi del topazio. — Il topazio giallo, quello bruciato e quello di tinta acquamarina sono spesso usati come pietre preziose; nell'America meridionale si adopera pure il topazio incoloro, benchè l'effetto non ne sia molto brillante e vivo.

Molto simile al topazio, per la forma cristallina rombica e per l'abito prevalente, è la *danburite*, un silicato contenente boro $CaB_2(SiO_4)_2$. I cristalli prismatici, limpidi, ordinariamente incolori, hanno sfaldatura basale poco distinta, durezza = 7, p. sp. = 3. La danburite si trova presso Danbury nel Connecticut, nella dolomite, nel granito pr. Russel (N. York), e nel gneiss, con quarzo, al Piz Valatscha (M. Skopi, Grigioni); anche dal Giappone se ne hanno stupendi esemplari. Da noi è rarissima, in minuti cristallini nei projetti vulcanici dei M. Cimini (Viterbo).

In appendice al topazio descriveremo brevemente tre silicati d'alluminio, la cui formula bruta è Al_2SiO_5, e che perciò sono spesso considerati come tre modificazioni di uno stesso corpo polimorfo: molto più probabilmente si tratta di isomeria, ma difficile è affermare qualche cosa di preciso e sicuro sulla costituzione loro.

L'*andalusite* cristallizza nel sist. rombico, in prismi con angoli poco diversi dal retto, e perciò pseudotetragonali; le facce sono per lo più poco nitide e brillanti, e i cristalli, interclusi, si staccano male dalla matrice. Sfaldatura poco distinta secondo il prisma {110}; durezza = 7; p. spec. = 3,1. Lucentezza vitrea; colore rossiccio, o roseo, o grigio; raramente trasparente. Si trova con quarzo negli scisti cristallini, e negli scisti argillosi che hanno subito il meta-

Digitized by Google

morfismo di contatto. Rari cristalli rossi furono trovati a Musso sul Lago di Como; molto noti e comuni nelle collezioni quelli grossi, grigiastri, dell'Alpe Lisens nel Tirolo; erratica, in ciottoletti, e notevole perchè trasparente, così da poter essere talora usata come gemma, si trova l'andalusite al Brasile.

Una varietà di andalusite è anche la *chiastolite*, caratteristica per le inclusioni nere, carboniose, che essa contiene, regolarmente disposte in modo che nella sezione trasversale si ha una figura a croce. Si trova specialmente in Galicia (San Jago de Compostella), nei Pirenei e in Bretagna, pure essa in rocce metamorfiche di contatto; i contadini superstiziosi ne fanno portare lastrine levigate indosso ai bambini, come amuleto. Grossi cristalli con la ricordata caratteristica struttura si ricavano pure da Fresno Co., in California, e dal M. Howden, Bimbowrie, Australia.

Anche più comune è la *cianite*, chiamata spesso *distene* per le notevoli differenze di durezza che presenta sulle diverse facce. Essa spetta al sist. triclino, e si presenta in combinazioni allungate secondo l'asse verticale, raramente ben terminate alle estremità. Sfaldatura facile e perfetta secondo {100}; durezza = 4 ½-7, secondo le facce e le direzioni; p. specifico = 3,6. Lucentezza vitrea o madreperlacea; colore azzurro pallido, spesso a chiazze più chiare e più oscure, talora verdognolo, o anche grigiastro per inclusioni estranee. Il minerale è infusibile al cannello e inattaccabile dagli acidi. È abbastanza frequente come componente di scisti cristallini micacei; i più bei cristalli sono quelli interclusi nel micascisto del Pizzo Forno nel Canton Ticino, dove sono accompagnati da staurolite; masse lamellari o bacillari aggregate si trovano anche in Valtellina e sul Lago di Como; nell'Alto Adige (Val Passiria, Pfitsch) e nel Tirolo è comune una varietà grigia raggiata,

Digitized by Google

detta *reticite*; frequente è poi la cianite in giacitura secondaria, nelle sabbie diamantifere del Brasile e nelle alluvioni aurifere dei M. Urali. Qualche varietà più azzurra e trasparente si impiega raramente come gemma, sotto il nome di *sapparé*.

La *sillimanite* è la meno appariscente delle tre specie, ma non è più rara delle altre. Cristallizza nel sistema rombico, in prismi allungatissimi secondo l'asse verticale; di solito si presenta in masse fibrose o fibroso-raggiate (*fibrolite*), associata a biotite, talora a cordierite. Sfaldatura facile e perfetta secondo {100}. Colore bianco o biancastro. Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi. P. spec. = 3,2. È un componente accessorio non raro negli scisti cristallini, specialmente gneiss e micascisti; in Valsesia (sotto Varallo), in Valtellina (Valle della Mera, Sóndalo), in Baviera (Bodenmais), in Slesia (Eulengebirge) si trova largamente diffusa.

Un silicato notevole sopra tutto per lo splendore e la nitidezza di forma dei suoi cristalli è la *datolite* $HCaBSiO_5$. Cristallizza nel sist. monoclino, in combinazioni di abito molto vario, per lo più ricchissime di prismi obliqui. Durezza = = $5\frac{1}{2}$. P. spec. = 3. Il minerale è ordinariamente incoloro; talora gialliccio o verdiccio pallidissimo, trasparente o translucido; la lucentezza è vitrea passante alla grassa. Fonde facilmente al cannello, tingendo la fiamma in verde chiaro, specie se umettato con H_2SO_4; dagli acidi forti è attaccato e scomposto non difficilmente. La datolite si trova in qualche giacimento metallifero, come a Casarza, in Liguria, con la calcopirite; a Montecatini, in Val di Cècina, pure coi minerali di rame; col rame nativo

Digitized by Google

al Lago Superiore in America; con minerali di Pb e Ag ad Andreasberg nell'Harz. Caratteristica giacitura della datolite è quella nelle cavità di rocce eruttive, diabasiche, melafiriche o serpentinose, come formazione secondaria: così l'abbiamo in splendidi cristalli alla Serra dei Zanchetti nel Bolognese; a Toggiana presso Modena; all'Alpe di Seis nell'Alto Adige; a Bergen Hill nello Stato di N. York; a West Paterson nel New Jersey, ecc. Rari cristalli, talora assai grandi e nitidi, si trovano nel granito di Baveno.

L'*euclasio* è un raro e prezioso minerale del berillio; $HBeAlSiO_5$; cristallizza nel sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio, in combinazioni prismatiche, ordinariamente alquanto allungate secondo l'asse verticale; caratteristica ne è la facile e perfetta sfaldatura secondo {010}. Durezza = 7½; p. spec. = 3,1. Trasparente, di un bel colore di acquamarina, raramente azzurro o giallognolo, con viva lucentezza tra la vitrea e la madreperlacea, il minerale viene qualche volta sfaccettato, e usato come gemma. Fu trovato, come rarità estrema, in quel di Rauris, negli Alti Tauri Salisburghesi, impiantato su albite; grossi cristalli vengono dal Brasile; sul fiume Sanarka negli Urali fu rinvenuto qualche cristallo nelle alluvioni aurifere.

Pure monoclino, e legato da non dubbie relazioni morfologiche col precedente minerale e con la datolite, è un altro silicato, notevole perchè contiene yttrio, e cioè la *gadolinite*, $Be_2FeY_2(SiO_5)_2$. Il colore è nero, o nerastro; la lucentezza vitreo-grassa; durezza = 6½; p. spec. = 4,4; al cannello è infusibile. La gadolinite tipica si rinviene specialmente in Svezia (Fahlun e Ytterby), e in Norvegia (Hitteroe), in cristalli anche abbastanza grossi, nel granito. Alla gadolinite viene pure riferito un minerale contenente terre rare, ma ancora insufficentemente noto, che

Digitized by Google

in cristalli abbastanza netti, superficialmente alterati, si trova scarsamente nelle druse del granito di Baveno: anche nel granito di Montorfano furono trovate tracce di gadolinite.

Gruppo degli epidoti.

Comp. chim. — Gli epidoti propriamente detti risultano da miscele di due ortosilicati basici, l'uno di alluminio e calcio $Ca_2(AlOH)Al_2(SiO_4)_3$, e l'altro $Ca_2(FeOH)Fe_2(SiO_4)_3$ di ferro e calcio; i termini più poveri di ferro, biancastri o grigi, sono chiamati *clinozoisite*.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio:

$$a:b:c = 1{,}5787:1:1{,}8036$$
$$\beta = 64°,37'$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 109°,56'$$
$$(001) \wedge (101) = 34,43$$
$$(001) \wedge (\bar{1}01) = 63,42$$
$$(001) \wedge (011) = 58,28.$$

I cristalli presentano quasi sempre uno spiccato e caratteristico allungamento secondo l'asse di simmetria binaria (y). La fig. 232 ci presenta un cristallo di epidoto, projettato sul piano (010), normale alla direzione di allungamento: $T = \{100\}$, $M = \{001\}$. $r = \{\bar{1}01\}$, $l = \{\bar{2}01\}$, $z = \{110\}$, $b = \{010\}$, $o = \{011\}$ $n = \{\bar{1}11\}$.

Sfaldatura perfetta sec. $\{001\}$; imperfetta sec. $\{100\}$.

Durezza = 6½. *P. spec.* vario fra 3,3 e 3,5.

La clinozoisite, priva o poverissima di ferro, è grigia, giallo-verdolina, o rosea; l'epidoto propriamente detto è verde, dal verde-olio, o verde-oliva, al

Digitized by Google

verde cupo, quasi nero in massa; gli aggregati semiopachi hanno spesso un colore verde-pistacchio (*pistacite*).

Al cannello fonde non troppo facilmente, specie se povero di ferro; dagli acidi non è sensibilmente attaccato, se non dopo di essere stato fortemente arroventato.

Giaciture e località. — Gli epidoti sono molto comuni, sia in cristalli, semplici o fascicolati, sia in aggregati bacillari, raggiati o granulari, come minerali secondari, prodotti specialmente dalla alterazione di rocce plagioclasiche. I più bei cristalli sono quelli che si trovano nei litoclasi degli scisti cristallini: magnifici sopra tutto quelli della Knappenwand nella Untersulzbachthal (Alpi salisburghesi), con apatite e asbesto d'anfibolo; frequente del resto è l'epidoto cristallizzato anche nel Tirolo, e in Svizzera nei Grigioni e nel Vallese; così pure a Bourg d'Oisans nel Delfinato. In Italia abbiamo bellissimi cristalli di epidoto al Colle del Paschietto in Val d'Ala, a Traversella, e in numerosissime altre località delle Alpi occidentali; nelle Valli di Fassa e di Fiemme, e nell'Alto Adige (Pfitsch); all'Is. d'Elba, in vari punti; in Val Malenco; prismetti scarsi e mal definiti nel granito di Baveno. Altri giacimenti, fra i molti degni di essere ricordati, sono: Arendal in Norvegia; Achmatowsk negli Urali: i giacimenti cupriferi del Lago Superiore nel Michigan; e qualche località dell'Alaska e del Giappone. Clinozoisite rosea bellissima fu trovata a Chiampernotto in Val d'Ala, e al Madagascar.

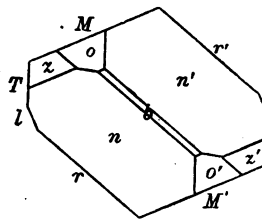


Fig. 232.

Piemontite viene chiamato un epidoto riccamente manganesifero, di colore bruno rossastro, caratteristico per il suo splendido pleocroismo, che va dal giallo-arancio al rosso-sangue e al rosso violaceo magenta vivissimo. In cristalli interclusi o masse bacillari si trova abbondantemente a S. Marcel, nel più volte ricordato giacimento manganesifero; più scarso, in altre località della Val d'Aosta, e a Ceres, presso Lanzo (Torino).

Allanite, od *ortite*, si chiama invece un minerale di tipo epidotico, ma ricco di terre rare, specialmente Ce, La, Pr, Nd; ha colore bruno scuro, e si trova non raramente nelle nostre rocce granitiche e porfiriche, in piccoli cristalli, sui quali è spesso concresciuto uno strato isomorfo di epidoto verde. In più grossi e nitidi cristalli è nota specialmente in Svezia e Norvegia, a Miask negli Urali, ecc.

La *zoisite*, rombica, rappresenta un'altra modificazione del silicato $Ca_2(AlOH)Al_2(SiO_4)_3$, eteromorfa con la clinozoisite; i cristalli, allungati e imperfetti, raramente terminati alle estremità, hanno sfaldatura pinacoidale abbastanza facile e distinta, durezza = 6, p. sp. = 3,3; il colore è grigio chiaro, raramente roseo (varietà *thulite*). Si presenta nelle stesse giaciture dell'epidoto, col quale ha comune l'origine e la funzione, e col quale si trova spesso associata. In distinte masse cristalline è frequente specie nelle Alpi dell'Alto Adige (Valtigels pr. Sterzing) e del Tirolo; quale componente roccia è diffusa ovunque, come gli epidoti.

L'*axinite*, che abbiamo ricordato fra i minerali che cristallizzano nella classe dell'albite del sist. tri-

Digitized by Google

clino, ha la composizione $HCa_3Al_2B(SiO_4)_4$, dove una certa quantità, variabile, di Ca può essere sostituita da Fe'' o Mg. I cristalli sono distintamente triclini, e caratterizzati da spigoli assai acuti e taglienti; nella combinazione, tipica, della fig. 233, si ha, secondo l'orientazione più comunemente adottata: $a = \{100\}$, $u = \{1\bar{1}0\}$, $p = \{\bar{1}10\}$, $r = \{\bar{1}\bar{1}1\}$, $s = \{\bar{2}01\}$, $x = \{111\}$. Sfaldatura $\{010\}$ abbastanza distinta. Il colore è bruno, dal bruno rossastro al bruno violaceo, con forte pleocroismo; talora il minerale appare verde, perchè coperto di clorite pulverulenta. Al cannello è facilmente fusibile. Rara nei filoni metalliferi, l'axinite si trova particolarmente a tappezzare i litoclasi di rocce scistoso-cristalline, o diabasiche. Bellissimi esemplari vengono da Bourg d'Oisans nel Delfinato, da Skopi nei Grigioni, da Barèges nei Pirenei, da Botallak in Cornovaglia, ecc. Rarissima in minuscoli cristallini, per lo più aggruppati a rosetta, nei graniti di Baveno, dell'Isola d. Maddalena, e nella sienite del Biellese; fu pure osservata in qualche località delle Alpi Occidentali.

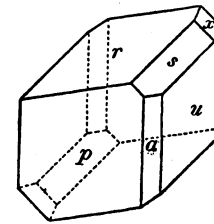


Fig. 233.

La *prehnite* $H_2Ca_2Al_2(SiO_4)_3$ cristallizza nel sistema rombico, in forme tabulari secondo la base; raramente isolati e distinti, i cristalli sono di solito riuniti in gruppi a rosetta od a ventaglio, o in aggregati mammellonari, stalattitici o botrioidali. Sfaldatura basale abbastanza distinta. Durezza = 6½. P. spec. = 2,9 circa. Lucentezza vitrea; colore biancastro, o più frequentemente verdolino o verde giallìccio. Difficilmente fusibile al cannello. La prehnite si presenta, come prodotto di alterazione, nelle cavità

Digitized by Google

di molte rocce silicate, spesso associata a zeoliti, datolite, epidoto, ecc. Nei melafiri della Valle di Fassa nel Trentino è abbondante; così pure: a Bourg d'Oisans nel Delfinato; nel Namaqualand (Africa Australe); nei giacimenti cupriferi del Lago Superiore; a West Paterson nel New Jersey; ecc. In Italia è abbastanza diffusa, ma in piccole quantità, salvo la già ricordata regione trentina; fu rinvenuta nei graniti di Montorfano e di Baveno sul Lago Maggiore; di San Fedelino sul Lago di Mezzòla; nell'alta Val Malenco; in Val d'Ala; in molte località toscane (Impruneta, Figline di Prato), ecc.

La *cuspidina* è un raro silicato fluorifero, la cui composizione sembra essere $Ca_2(CaF)_2Si_2O_7$, e che si presenta in cristallini monoclini, a terminazione molto acuta, bianchi o rossicci pallidi, nei projetti del Vesuvio e del Vulcano Laziale.

Qui si possono ricordare anche due rari minerali, che in piccolissimi cristallini si trovano nel tufo vulcanico della Campania, ma che non sono ancora interamente noti per ciò che è della composizione quantitativa, causa la grande scarsità della sostanza: la *fluosiderite*, rombica, di colore rosso cupo, creduta prima un fluoruro, ma costituita probabilmente da un silicato di Ca e Mg, con Al, e piccole quantità di Fe e Mn; e la *grothina*, i cui brillanti cristallini, pure rombici, sono limpidi e incolori; sembra costituita essenzialmente da un silicato di calcio e alluminio.

Un complesso e interessante gruppo è quello della *humite*. Si riuniscono in questo gruppo tre silicati fluoriferi di magnesio, ognuno dei quali differisce dal precedente per un Mg_2SiO_4 in più, secondo lo specchietto seguente:

Digitized by Google

Condrodite	$Mg_3[Mg(F,OH)]_2(SiO_4)_2$	monoclina
Humite	$Mg_5[Mg(F,OH)]_2(SiO_4)_3$	rombica
Clinohumite	$Mg_7[Mg(F,OH)]_2(SiO_4)_4$	monoclina.

Nonostante la diversità di composizione, di simmetria e di abito cristallino, gli angoli omologhi nelle tre specie sono molto simili, e simile ne è l'aspetto, tanto che non riesce facile distinguerle una dall'altra, senza un accurato e preciso studio. La durezza è = 6,5 in tutte e tre, e il p. spec. varia di poco, fra 3,18 e 3,20; il colore è giallo, o rossastro, o bruno. Infusibili al cannello, le humiti sono decomposte dagli acidi. I più bei cristalli di tutte e tre le specie si trovano al Vesuvio, nei projetti vulcanici; ma esse si presentano pure, non troppo raramente, in grandi cristalli interclusi in alcuni calcari metamorfici per contatto, come a Pargas in Finlandia, a Sparta nel New Jersey, nell'Alta Birmania col rubino, ecc.; in piccola quantità anche entro a qualche calcare metamorfico sulle rive del Lago di Mezzòla. Grossi cristalli di condrodite vengono dalla miniera di magnetite di Tilly Foster nello Stato di New York.

Come una varietà di clinohumite, quasi completamente priva di fluore, sensibilmente titanifera, e contenente anche un poco di berillio, può essere considerato il minerale chiamato ordinariamente *titanolivina*. Raramente cristallizzato, in forme monocline analoghe a quelle della clinohumite, esso si presenta per lo più in granuli, noduli e masserelle, anche di una certa entità, e di notevole diffusione, con un caratteristico colore rosso scuro e polvere aranciata, entro alle peridotiti, più o meno serpentinizzate, della Val Malenco in Valtellina, della Valle di Susa, della Valle d'Ala e di molte altre località alpine, come pure nella zona di Voltri in Liguria.

Digitized by Google

L'*ilvaite* $CaFe_2''(Fe'''OH)(SiO_4)_2$ è un silicato basico di calcio e ferro, che cristallizza nel sistema rombico, in forme prismatiche allungate, striate secondo l'asse verticale, e terminate dalle facce di una o più bipiramidi rombe. Il p. sp. è circa = 3,9; la durezza è compresa tra 5 ½ e 6. Colore nero, talvolta bruno per alterazione; polvere nera un po' brunastra. Al cannello fonde facilmente; è attaccabile dagli acidi. L'ilvaite si trova principalmente all'Is. d'Elba, dalla quale prese il nome, e dove accompagna i minerali di ferro: rari sono i cristalli distinti, frequenti invece le masse bacillari o compatte, nella qual forma il minerale è pure presente nella regione di Campiglia, in Maremma. Cristalli prismatici tozzi furono osservati a Perda Niedda nell'Oriddese, in Sardegna. Si trova pure al Kupferberg in Slesia, ad Herbornseelbach nel Nassau, ed in Groenlandia.

Alla ilvaite viene riferita dagli autori recenti la *breislakite*, un minerale che si presenta in sottilissime fibrille brune, esili e delicate come una muffa, entro alle cavità di rocce eruttive trachitiche, specialmente ai Campi Flegrei. Anche la così detta *rafisiderite*, che in esili aghetti si osserva nei tufi della Campania, venne recentemente identificata con la ilvaite.

Un minerale interessante che giova qui ricordare è l'*ardennite*, arsenosilicato vanadifero di Al, Mn, Fe, Ca, ecc., la cui composizione sembra rispondere alla formula $10(Mn, Mg, Ca).5(Al, Fe)_2O_3.(As,V)_2O_5.10SiO_2.6H_2O$. Scoperta prima a Salm Château, nelle Ardenne, fu ritrovata recentemente a Ceres, presso Lanzo, in Piemonte, dove forma aggregati fibrosi o bacillari, di colore bruno giallastro chiaro, associati a piemontite, spessartite e quarzo.

Digitized by Google

Calamina.

Comp. chim. — $(ZnOH)_2SiO_3$; la sua costituzione viene dunque interpretata come quella di un metasilicato basico (zinco 54,2 %).

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. piramidale rombica, o cl. della calamina:

$$a : b : c = 0{,}7834 : 1 : 0{,}4778.$$

$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 76°9'$$
$$(101) \wedge (001) = 31{,}23$$
$$(011) \wedge (001) = 25{,}32.$$

Abbiamo visto nella fig. 92, a pag. 116, una combinazione caratteristica. Un tipo di sviluppo comune è pur quello della fig. 234, dove $b = \{010\}$, $c = \{001\}$, $g = \{110\}$, $o = \{101\}$, $p = \{301\}$, $s = \{12\bar{1}\}$. Di solito i cristalli, abbastanza piccoli, sono impiantati per l'estremità inferiore dell'asse verticale, e terminati quindi soltanto alla estremità superiore; più spesso che isolati, si trovano riuniti in gruppi a ventaglio, a rosetta, o irregolarmente intrecciati.

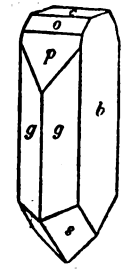


Fig. 234.

Sfaldatura distinta secondo il prisma $\{110\}$.

Durezza = 5. *P. spec.* = 3,4.

I cristalli sono spesso incolori e limpidi, con lucentezza vitrea; le masse granulari e compatte si presentano d'ordinario colorate da impurità; frequenti specialmente i colori giallastro, rossastro, grigio, ma non sono rare neppure le tinte azzurre per presenza di rame.

Al cannello la calamina è difficilmente fusibile; dagli acidi forti è decomposta.

Digitized by Google

Giaciture e località. — È uno dei principali e più diffusi minerali di zinco, e si trova in masse cospicue, mista per lo più con smithsonite, in giaciture d'origine prevalentemente metasomatica; la miscela dei due minerali, carbonato e silicato, viene anzi dai minatori designata col nome complessivo di « calamina ». Nelle miniere di Sardegna, delle Valli Seriana e Brembana, e in quelle di Raibl e Bleiberg, insieme con la smithsonite, è abbondante anche la calamina, spesso in cristallini abbastanza distinti. Più belli sono quelli della Vieille Montagne, nel Belgio; abbondante pure è il minerale in varie località americane: splendidamente cristallizzato a Chihuahua nel Messico, e a Granby nel Missouri. In genere tutti i giacimenti che abbiamo ricordato per il carbonato possono essere citati anche per il silicato.

Usi della calamina. — Si impiega per la estrazione dello zinco.

Una specie assai rara, di composizione analoga alla calamina, ma contenente Ca oltre che Zn, e spettante al sist. monoclino, cl. domatica, è la *clinoedrite*, di Franklin Furnace, nel N. Jersey.

Poco appariscente, e perciò anche poco nota, ma abbastanza diffusa come componente di rocce scistoso-cristalline, in Piemonte, in Toscana, e in California, è la *lawsonite* $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$; cristallizza nel sist. rombico; notevole la durezza = 8 ½; p. sp. = 3,1; colore bianco o biancastro. Come gli epidoti e la zoisite, con la quale ha una lontana rassomiglianza, è un prodotto di alterazione di feldspati basici.

Si può qui ricordare la *cerite*, la cui costituzione, assai dubbia, può essere approssimativamente rappresentata con la formula $H_6(CeO)_3Ce(SiO_4)_3$, dove l'ossido di Ce può essere sostituito in parte da altri ossidi metallici. Rara in cristalli rombici, forma nor-

Digitized by Google

malmente masse granulari finissime, o compatte, rossastre o rosso-grigiastre, con lucentezza grassa, p. sp. = 4,9 e durezza = 5½; si trova nel gneiss pr. Ryddarhyttan in Svezia.

Notevole per la singolarità della sua composizione è pure la *bazzite*, silicato ricco di uno dei metalli più rari, lo scandio; fu rinvenuta, come estrema rarità, nelle druse del granito di Baveno, in prismettini esagonali assai piccoli, fascicolati, di un bellissimo colore azzurro-cielo.

Tormalina.

Comp. chim. — Molto complessa, e molto discussa, la composizione di questo interessante e bel minerale può essere rappresentata schematicamente abbastanza bene con la formula $R_6'(AlO)(BO)(SiO_4)_2$; R′ può essere dato da H, Na, Li; ma al posto di R_6' può trovarsi anche R_3'', dove R″ è Mg o Fe″; oppure R_2''', dove R‴ è Al o Fe‴; più rari sono K, Ca, Mn, Cr, sempre subordinati. Inoltre si ha la presenza di piccole quantità di F.

Benchè molto varie siano le proporzioni in cui i diversi composti puri possibili si trovano mescolati isomorficamente, si possono distinguere tre tipi chimici principali: la tormalina alcalina, o nobile, dove prevale Na; la tormalina bruna, o di magnesia, in cui prevale Mg; e la tormalina comune, o t. nera, caratterizzata dalla prevalenza di Fe″.

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. piramidale ditrigonale, detta cl. della tormalina:

$$\alpha = 113°,57\tfrac{1}{2}'$$
$$(100) \wedge (111) = 27°,20'$$
$$(100) \wedge (010) = 46,52.$$

Digitized by Google

I cristalli sono per lo più prismatici, allungati secondo l'A_3, e striati più o meno fortemente in senso parallelo a tale allungamento. Negli individui terminati perfettamente alle due estremità è spesso ben riconoscibile la polarità dell'asse verticale, da noi illustrata nella fig. 67 a pag. 97; altrettanto evidente è tale polarità nella combinazione della fig. 235, in cui abbiamo: $l = \{11\bar{2}\}$, $s = \{10\bar{1}\}$, $P = \{100\}$, $o = \{11\bar{1}\}$, $t = \{20\bar{1}\}$, $c = \{\bar{1}11\}$, $p = \{001\}$, $n = \{\bar{1}0\bar{1}\}$.

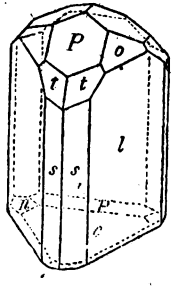


Fig. 235.

Più frequenti sono i cristalli impiantati per una estremità, e terminati da facce solo all'altra.

Della sua piroelettricità polare fu detto a pag. 63.

Durezza = 7. *P. spec.* = 3,0-3,2.

Lucentezza vitrea. Colore estremamente vario, anche nello stesso cristallo; specialmente i cristalli di tormalina nobile sono frequentemente policromi. La tormalina alcalina, o nobile, può essere incolora (*acroite*), o gialla, o verde, o azzurra (*indicolite*); una distinta varietà rosea o rossa è la *rubellite*, ricca di litio; quella ricca di magnesio (*dravite*) è di solito gialla, o bruna; la tormalina di ferro è nera in massa, e solo in sezione molto sottile diventa trasparente, in toni varî del bruno, del bleu-inchiostro, del verdastro cupo. Le tormaline intensamente colorate sono fortemente pleocroiche, e abbiamo già visto più indietro le applicazioni di cui è suscettibile il minerale per questa sua notevole proprietà (pag. 203 e 212).

La fusibilità è quasi nulla nelle tormaline più chiare, abbastanza facile nelle nere, ricche di ferro. Il minerale è inattaccabile dagli acidi. Caratteristica la colorazione verde fugace che impartisce alla fiamma

Digitized by Google

un frammento di tormalina polverizzato e impastato con fluorite e bisolfato potassico (reazione del B).

Giaciture e località. — La tormalina è uno dei minerali più frequenti nelle rocce granitoidi e scistoso-cristalline; ma non manca neppure in molti porfidi, e nelle rocce sedimentarie metamorfiche; spesso si può rilevare con evidenza la sua origine pneumatolitica.

Nelle druse dei graniti dell'Elba si hanno mirabili cristalli, policromi o neri; abbondante è anche la tormalina nel granito dell'Isola del Giglio: rarissima ed eccezionale a Baveno. I più bei cristalli di tormalina nobile, policroma, a strati sovrapposti di una maravigliosa varietà e vaghezza di tinte, vengono da Antsirabé ed altre località del Madagascar (v. fig. 166 a pag. 246); splendidi pure quelli di rubellite di Pala in California, accompagnati da lepidolite e altri minerali di litio; analoghi quelli di Schaitanka in Siberia e di Rožna in Moravia. Specialmente ricco di tormaline verdi trasparenti, o policrome, è il Brasile (Minas Geraes). Le alluvioni gemmifere di Ceylan forniscono bei cristalli sciolti di tormalina bruna; ma i cristalli più grossi e ben formati di questa varietà sono quelli del Gouverneur, nello Stato di New York; più piccoli assai quelli di Dobrava, in Carinzia. La tormalina nera è la più comune; certe rocce granitoidi o porfiriche dell'Erzgebirge e della Cornovaglia (Luxulyan) sono profondamente tormalinizzate da processi endogeni, di natura pneumatolitica. Nelle pegmatiti di Olgiasca sul Lago di Como, di Candoglia nell'Ossola, di Craveggia in Val Vigezzo, di Sondalo in Valtellina, e di mille altre località italiane ed estere, si trovano interclusi cristalli, anche colossali, di tormalina nera. Questa è comunissima pure nei micascisti e nei cloritescisti dell'Alto Adige (Merano, Sterzing, Pfitsch) e del Tirolo (Zillerthal). Resisten-

Digitized by Google

tissima agli agenti atmosferici, la tormalina presenta poi una grande diffusione nelle sabbie e nelle arenarie.

Usi della tormalina. — Abbiamo altrove accennato all'impiego di lamine di tormalina verde come polarizzatori. I cristalli trasparenti, d'ogni colore, sono oggi largamente impiegati come gemme, sotto i nomi più svariati, come « rubino di Siberia » o « del Madagascar », « crisolito » o « smeraldo del Brasile », « topazio del Madagascar », ecc.

Un silicato basico di alluminio, di composizione vicina a $HAl(AlO)_8(SiO_4)_3$, ma contenente anche B, è la *dumortierite*. Cristallizza nel sist. rombico, ma si presenta di solito in aggregati fibrosi, di colore azzurrastro, con p. sp. = 3,4, e durezza = 7. È nota la sua presenza in Valtellina, nelle pegmatiti, ma in quantità assolutamente minime.

Anche la *saffirina*, silicato molto basico di Al e Mg, monoclina, azzurra, trovata per la prima volta in Groenlandia, fu osservata recentemente, come rarità estrema, in Val Codéra.

Staurolite

Comp. chim. — $HAl_5Fe''Si_2O_{13} = (AlO)_4'(AlOH)''Fe''(SiO_4)_2$; la formula così scritta è quella di un ortosilicato basico. Nel minerale, un poco di Mg sostituisce una quantità corrispondente di Fe.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina:

$$a : b : c = 0{,}4734 : 1 : 0{,}6828.$$

$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 50°,40'$$
$$(101) \wedge (\bar{1}01) = 110,32.$$

Digitized by Google

I cristalli, prismatici, sono molto spesso geminati; due leggi sono frequenti e caratteristiche: l'una, secondo una faccia del prisma orizzontale {032}, fornisce gruppi di due individui incrociati sotto un angolo quasi retto (fig. 236); l'altra, secondo una faccia della bipiramide romba {232}, dà gruppi, pure incrociati, a croce obliqua (fig. 237). Nelle due figure sono: $p = \{001\}$, $o = \{010\}$, $m = \{110\}$, $r = \{101\}$.

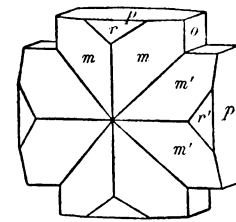


Fig. 236.

Sfaldatura imperfetta secondo {010}.

Durezza = 7 ½. *P. spec.* = 3,76, talora apparentemente più basso, per inclusioni di quarzo, assai frequenti; queste rendono anche difficile la scelta del materiale puro per l'analisi, così che la formula non è del tutto sicura.

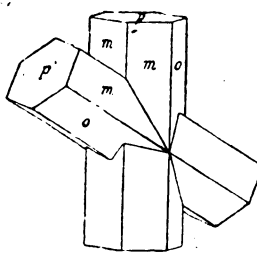


Fig. 237.

Lucentezza vitrea, poco viva. Colore bruno o rossastro, per lo più scuro; in sezione sottile giallo o aranciato, con bel pleocroismo.

Al cannello è quasi affatto infusibile; inattaccabile dagli acidi, compreso HF.

Giaciture e località. — La staurolite è un minerale caratteristico degli scisti cristallini, e in particolare dei micascisti, nei quali è talvolta interclusa in grandi quantità (Lago di Como, Valtellina, Alto Adige).

Nitidi cristalli rosso-bruni si trovano con cianite nel micascisto a paragonite del Pizzo Forno (Canton

Digitized by Google

Ticino); cristalli più grossi, ma con facce meno brillanti, si ottengono specialmente dalla Bretagna e da S. Jago de Compostella in Spagna; geminati multipli interessanti vengono dalla Fannin Co., Georgia, U. S. A.

Gruppo delle zeoliti.

Questo vasto gruppo comprende numerosissimi silicati idrati, di alluminio e di uno o più metalli alcalini, o alcalino-terrosi, tra i quali per lo più prevalgono Na e Ca, più raramente K, Ba o Sr. Ricche di H_2O, le zeoliti fondono con evidente rigonfiamento e ribollimento, causato dallo svolgersi di vapor acqueo; in gran parte però l'acqua si sviluppa anche a temperature non molto elevate, e qualche zeolite già a temperatura e pressione ordinarie subisce una parziale disidratazione, tanto che sfiorisce e cade in polvere (laumontite).

Gli acidi minerali forti, come HCl concentrato, scompongono a caldo con discreta facilità questi silicati, specie se polverizzati,

La maggior parte delle zeoliti sono bianche; talune presentano tinte carnicine o rosse, per ossido di ferro incluso; assai più rare sono altre tinte.

Dal punto di vista ottico, molte specie di questo gruppo sono caratterizzate da una evidente mimesia: esse cioè, per riunione di individui lamellari a bassa simmetria, in aggruppamenti geminati complessi, simulano spesso un grado di simmetria molto superiore al vero.

Le zeoliti sono minerali dovuti ad azioni secondarie, e specialmente ad alterazione idrotermale di rocce feldspatiche; la loro giacitura più frequente e tipica è precisamente nelle cavità di rocce eruttive,

Digitized by Google

particolarmente basiche (basalti e melafiri), alterate; meno abbondanti sono nei graniti e negli scisti cristallini gneissici, cioè in rocce silicate acide; anche in certi giacimenti metalliferi, specie nei filoni piombo-argentiferi di origine idrotermale, si trovano zeoliti.

Sceglieremo, tra le specie più note e diffuse, un certo numero di rappresentanti, per dare almeno un'idea della grande varietà di forme e di composizione che presentano questi minerali, così discussi e così importanti dal lato scientifico, per quanto insignificanti dal punto di vista pratico.

Apofillite. — Ha composizione chimica prossima a quella richiesta dalla formula $H_2(Ca,K_2)(SiO_3)_2$, ma contiene anche piccole quantità di fluore. Sist. tetragonale, cl. della cassiterite. I cristalli sono talora bipiramidi quadrate acute, talora invece corti prismi quadrati troncati dalla base, cuboidi; tal altra volta sono tabulari secondo la base. Sfaldatura perfetta secondo {001}. Lucentezza tra la vitrea e la madreperlacea. Carnicina o bianca, cristallizzata o in masse spatiche, l'apofillite si trova all'Alpe di Seis nell'Alto Adige e in Val di Fassa nel Trentino; più scarsa a Tierno presso Mori, ai piedi del Monte Baldo, con natrolite; cristalli spesso rosei, limpidi e brillanti, nei filoni metalliferi di Andreasberg nell'Harz, e di Kongsberg in Norvegia; piccoli, incolori, tabulari secondo {001}, nelle cavità dei basalti amigdaloidi di S. Pietro di Montecchio Maggiore, nel Vicentino; rara è l'apofillite a Traversella, nel calcare.

Bavenite $Ca_3Al_2(SiO_3)_6.H_2O$, monoclina, pseudorombica; si presenta in ciuffi e rosette raggiate di cristalli aghiformi o lamellari allungati, bianchi, nel granito di Baveno. Questa e la specie precedente sono da varî autori escluse dal novero delle vere zeoliti, perchè cedono acqua solo a temperatura molto elevata.

Digitized by Google

Heulandite $H_4CaAl_2(SiO_3)_6 . 3H_2O$; sist. monoclino; caratteristica la perfettissima e facile sfaldatura secondo {010}; su queste facce la lucentezza è viva, madreperlacea. Bei cristalli incolori si trovano nei basalti d'Islanda e delle Is. Färöer (Tav. XLI); rossi in Val di Fassa, nell'Alto Agordino, e in Valle dei Zuccanti nel Vicentino; rara è l'heulandite nel granito di Baveno, e nei basalti di Montecchio Maggiore; un poco meno scarsa nel granito elbano; anche più abbondante nell'andesite augitica di Montresta (Oristano).

Alla *ptilolite*, di composizione rappresentabile approssimativamente con la formula $(Ca,K_2,Na_2)Al_2Si_{10}O_{24} . 5H_2O$, furono riferiti alcuni esili ciuffi raggiati di sottili aghetti bianchi, osservati raramente con altre zeoliti nelle druse del granito dell'Elba.

Phillipsite; risulta, a quanto pare, da miscele di $(K_2,Ca)Al_2Si_3O_{10} . 4H_2O$ e $(K_2,Ca)Al_2Si_4O_{12} . 4H_2O$. I cristallini, pseudo-rombici, sono di solito riuniti in caratteristici geminati a croce (fig. 238); tre di questi gemelli incrociati ortogonalmente arrivano talvolta a formare cristalli pseudo-monometrici, con abito rombododecaedrico.

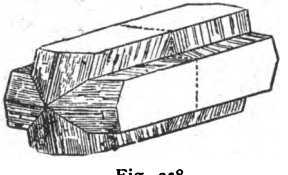


Fig. 238.

La phillipsite è piuttosto abbondante, sopra tutto nelle lave leucitiche del vulcano laziale; abbastanza comune anche al Monte Somma, nelle geodine dei blocchi di leucotefrite; rara invece nei basalti di Montecchio Maggiore.

Armotomo; differisce dalla precedente specie, con la quale presenta grandissime analogie e somiglianze morfologiche, per la sostituzione di Ba a Ca; anche qui sono caratteristici i gemelli incrociati di

Digitized by Google

due individui pseudo-rombici: anzi di solito più nitidi e di maggiori dimensioni che quelli di phillipsite. Piuttosto scarso nelle miniere del Sarrabus in Sardegna, l'armotomo è abbondante in quelle di Andreasberg nell'Harz.

Stilbite $(Ca,Na_2)Al_2Si_6O_{16}.6H_2O$, monoclina, pseudo-rombica. I cristalli, raramente ben conformati, sono di solito riuniti in gruppi fascicolati (fig. 239), o raggiati. È abbondante in Islanda, nelle isole Färöer, nell'Isola di Skye (Scozia), a Viesch nel Vallese, ecc.; scarsa nei graniti dell'Elba e di Baveno; si trova pure nell'andesite augitica di Montresta (Oristano). Chimicamente poco diversa, e molto analoga morfologicamente, è la *foresite* del granito elbano.

Fig. 239.

Arduinite è stata chiamata una zeolite che in masse fibroso-raggiate di colore rosso si trova nei melafiri della Valle dei Zuccanti nel Vicentino; la sua composizione sembra corrispondere ad una formula $CaAl_2Na_4Si_8O_{22}.8H_2O$. Il minerale meriterebbe uno studio più approfondito, tanto più che una sostanza con gli stessi caratteri sembra trovarsi anche in Val di Fassa.

Gismondite. È stata spesso in passato confusa con la phillipsite, con la quale si trova, meno comunemente, nelle cavità delle leucititi laziali; ha composizione rappresentata dalla formula $CaAl_2Si_2O_8.4H_2O$, e si presenta in piramidi pseudo-tetragonali, con facce molto spesso rotte o striate.

Laumontite $(Ca[Al(OH)_2)]_2(Si_2O_5)_2.2H_2O$. Cristalli monoclini, prismatici, terminati da una faccia di base molto obliqua, con perfetta sfaldatura {110} e {010}, e lucentezza madreperlacea. All'aria secca il mine-

Digitized by Google

rale perde acqua, e sfiorisce, diventando opaco e cadendo in frantumi. È la zeolite più comune e caratteristica del granito di Baveno; in masse cristalline di colore carnicino era abbondante nella miniera cuprifera di Montecatini in Val di Cècina (var. *caporcianite*).

Cabasite $CaAl_2(SiO_3)_4.6H_2O$, con sostituzione parziale del Ca per parte di Na_2 e K_2. Pseudo-trigonale; i cristalli, per lo più in forma di semplici romboedri fondamentali, sono spesso geminati incrociati di due individui, per rotazione di 180° intorno all'A_3. Grossi cristalli bianchi nelle fonoliti di Aussig e di altre località vicine in Boemia; limpidi e incolori nel basalto di Richmond pr. Melbourne in Australia (var. *facolite*); piccoli romboedrini trasparenti nei graniti dell'Elba e di Baveno; bianchi, piccolissimi, aggruppati, nelle lave della Campagna romana; più vistosi i romboedri di Montresta (Oristano) nell'andesite augitica. Cabasite si trova anche in Val di Fassa; più rara è nell'Alto Agordino (Roccapiètore), e nel basalto di Montecchio Maggiore.

Una cabasite sodica $Na_2Al_2(SiO_3)_4.6H_2O$, è la *gmelinite*, simmorfa con la precedente, pure pseudo-trigonale, e geminata in analoga maniera. Si presenta piuttosto raramente, in cristalli carnicini o rossicci, nei basalti del Vicentino. Molto analoga alla gmelinite sembra essere la *herschelite* del basalto di Aci Castello in Sicilia.

L'*analcime* $NaAl(SiO_3)_2.H_2O$ è una tra le più comuni zeoliti. I cristalli, pseudo-monometrici, e otticamente anomali come quelli di leucite, sono in forma di icositetraedri {211}, semplici o combinati col cubo {100}; per lo più sono limpidi e incolori, o biancastri, talora carnicini; in questa varietà carnicina raggiungono spesso anche dimensioni veramente rilevanti. Analcime limpidissimo, in cristalli {100}

Digitized by Google

{211}, si trova abbondantemente nel basalto amigdaloide degli Scogli dei Ciclopi, in faccia a Catania; pure abbondante è a Montecchio Maggiore, nel Vicentino; a Montecatini, in Val di Cècina; nelle Isole Färöer, ecc. Grossi cristalli rosei sono comuni specialmente nei melafiri della Valle di Fassa, nel Trentino; altrettanto belli, ma più piccoli e scarsi, in Val dei Zuccanti, nel Vicentino.

γ *Natrolite* $Na_2Al_2Si_3O_{10}.2H_2O$; sist. rombico; i cristalli, di solito aghiformi, o almeno allungatissimi secondo l'asse verticale, sono prismi con angolo poco diverso da 90° (88°,45'); la sfaldatura, abbastanza facile, è parallela alle facce di tale prisma. Comuni gli aggregati bacillari, o fibroso-raggiati, bianchi, rosei, raramente gialli. In bei cristalli prismatici, limpidi e incolori, riuniti in ciuffi numerosi, la natrolite si trova: in Alvernia, al Puy de Dôme; ai piedi del M. Baldo, pr. Mori; nel Vicentino, a Montecchio Maggiore, Altavilla, Salcedo, ecc.; in Boemia, pr. Aussig e Salesl. Gruppi bianchi o carnicini raggiati sono frequenti in Val di Fassa (Tav. XLII); la varietà gialla fibroso-compatta è caratteristica delle fonoliti di Hohentwiel, nell'Hegau.

Molto simile per aspetto alla natrolite, ma monoclina, in cristalli della cl. domatica, geminati secondo {100}, è la *scolecite* $CaAl_2Si_3O_{10}.3H_2O$; magnifici gruppi raggiati se ne hanno dai basalti dell'Islanda.

Pure simile, legata da analogie morfologiche con le due specie precedenti, ma triclina, pseudo-monoclina, è la *mesolite*, la quale è intermedia per composizione tra la natrolite e la scolecite. Cristallizzata, trovasi alle Isole Färöer, e a Montresta (Oristano).

Citeremo anche la *thomsonite*, o *comptonite*, della composizione $(Ca,Na_2)_2Al_4Si_4O_{16}.5H_2O$: sistema rombico; prismi corti, quasi ortogonali, con sfaldatura pinacoidale. È frequente nelle fonoliti del Mittelge-

Digitized by Google

birge Boemo; ma si trova anche al Monte Somma, nei blocchi di leucotefrite; alle isole dei Ciclopi nel basalto; nel giacimento cuprifero di Casarza Ligure (prima creduta scolecite); e in Val di Fassa.

Come rarità, nei filoni granitici di S. Piero in Campo, all'Isola d'Elba, fu osservata una zeolite, per la quale fu proposto il nome di *dachiardite*, e che si presenta in gruppi di individui monoclini, geminati ad anello pseudo-tetragonale. La sua composizione sembra rispondere alla formula $(Na_2K_2,Ca)_3Al_4(Si_2O_5)_9 . 14H_2O$.

Gruppo delle miche.

I minerali riuniti sotto questa denominazione generale sono silicati di alluminio e di metalli alcalini, ai quali si associano frequentemente Mg e Fe''; per la massima parte sembrano formati da ortosilicati, ma non mancano tipi riferibili invece, almeno in prevalenza, ai metasilicati. Comunemente si distinguono in miche alcaline e miche ferro-magnesiane: ma un metallo alcalino è presente sempre anche in queste ultime.

Morfologicamente, le miche sono monocline, tutte più o meno evidentemente pseudo-esagonali, o pseudo-trigonali, con facilissima e perfettissima sfaldatura basale; le laminette di sfaldatura sono flessibili ed elastiche. Dal punto di vista ottico si nota che la bisettrice acuta dell'angolo fra gli assi ottici è sempre pochissimo inclinata, anzi quasi normale alla faccia di sfaldatura {001}, dalla quale pertanto, a nicols incrociati e a luce convergente, si ottiene una bella figura di interferenza; ci sono delle miche con largo angolo degli assi ottici (spec. le miche alcaline), mentre altre (in generale le miche ferro-magnesiane) hanno un angolo molto piccolo, tanto da essere spesso

Digitized by Google

quasi uniassiche. Si possono pure distinguere, otticamente, *miche di I specie*, nelle quali il piano degli assi ottici è normale al piano di simmetria, e *miche di II specie*, nelle quali il piano degli assi ottici è parallelo al piano di simmetria. La distinzione si può fare approfittando della figura di percussione (pag. 237), anche su laminette senza distinto contorno cristallino. Come tipo principale delle miche alcaline descriveremo la *muscovite*, e come tipo delle ferro-magnesiane la *biotite*.

MUSCOVITE.

Comp. chim. — $H_2KAl_3(SiO_4)_3$.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. prismatica:

$$a : b : c = 0{,}577 : 1 : 3{,}313.$$
$$\beta = 89°{,}54'.$$

I cristalli sono ordinariamente tavole a contorno esagonale (fig. 240), con facce poco nitide di un prisma M {221} e di pinacoide b {010}, che simulano un prisma esagono; m è il prisma obliquo {111}; c la base {001}.

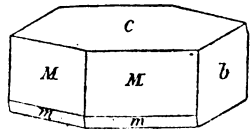


Fig. 240.

Sfaldatura perfettissima secondo {001}.

Durezza = 2 ½. *P. spec.* = = 2,8.

Lucentezza madreperlacea viva (il nome *mica* viene dal latino *micare*); colore bruniccio chiaro, o verdiccio pallido, tanto che spesso la muscovite vien chiamata *mica bianca*; le lamine sottili di sfaldatura sono quasi incolore. Otticamente, è una mica di I specie. Abba-

Digitized by Google

stanza frequenti le inclusioni, che in qualche caso presentano un ordinamento regolare, in relazione con la simmetria dell'includente (Tav. XLIII).

Difficilmente fusibile sugli orli delle lamine sottili. Inattaccabile dagli acidi, meno che da HF. Resistentissima agli agenti atmosferici.

Giaciture e località. — I cristalli, poco netti di solito, si trovano particolarmente nei litoclasi degli scisti cristallini; così p. es. al S. Gottardo, impiantati su adularia. Le larghe lamine di sfaldatura, che si adoperano per guarnire finestre di forni, di stufe, e per vari altri usi analoghi, causa la loro infrangibilità, e la resistenza che presentano al calore, si traggono dalle pegmatiti, rocce filoniane granitiche a grossissima grana, del Brasile, dell'India e del Canadà; copiosa è la muscovite anche nelle nostre pegmatiti di Candoglia, di Olgiasca, di Craveggia, di Montescheno in Vall'Antrona, ecc., ma poco servibile a scopi tecnici, per la insufficenza delle dimensioni.

Abbondantissima come componente roccia, la muscovite si trova a preferenza nelle rocce acide, con quarzo e ortoclasio: nei graniti, nei gneiss, nei micascisti.

Frequentemente costituisce un prodotto di alterazione di altri silicati, come ortoclasio, nefelina, cordierite, andalusite, ecc.; una sua varietà squamoso-compatta, grigia o verdognola, di aspetto talcoso-ceroide, detta *sericite*, è caratteristica delle rocce che hanno subìto un energico metamorfismo dinamico.

Come una varietà compatta di muscovite viene considerata anche la *oncosina*, che si trova in masserelle verdognole entro ad un calcare dolomitico presso Variney in Val d'Aosta.

Una muscovite cromifera verde-smeraldo, comune negli scisti cristallini delle Alpi occidentali, dell'Alto Adige (Pfitsch) e del Tirolo, è la *fuchsite*.

Digitized by Google

Affatto simile alla muscovite è la *paragonite*, $H_2NaAl_3(SiO_4)_3$, mica bianca sodica, che si trova in aggregati squamosi, come componente essenziale di un micascisto del Pizzo Forno nel Canton Ticino, roccia da noi ricordata per i bei cristalli di cianite e di staurolite che vi si trovano interclusi.

Una varietà squamoso-compatta di paragonite è la *cossaite*, osservata in qualche località delle Alpi occidentali.

La *lepidolite* è una mica di litio, caratterizzata chimicamente per essere fluorifera, e probabilmente risultante, in prevalenza almeno, da un metasilicato del tipo $KLi[Al(OH,F)_2]Al(SiO_3)_3$. I cristalli, di abito pseudo-esagonale come nelle altre miche, con la solita sfaldatura basale, sono per lo più poco distinti; più frequenti sono le masse scagliose, o finamente squamoso-compatte; il colore è bianco, roseo, o violetto pallido. Al cannello fonde facilmente, tingendo la fiamma in rosso vivo. Si trova specialmente nei graniti, dove, entro alle druse cristallizzate, accompagna spesso la tormalina rosea: all'Elba; a Penig in Sassonia; a Pala, in California; a Mursinka, negli Urali, ecc. Masse finamente squamose includenti tormalina rosea bacillare si hanno da Rozna in Moravia, e dalla California; larghe e belle lamine trasparenti da Coolgardie, nel West Australia.

La *zinnwaldite* è una mica litinifera e fluorifera come la lepidolite, ma contenente anche ferro in notevole quantità; il colore ne è grigiastro o bruno; fonde facilmente, tingendo di rosso la fiamma, in una scoria nera, debolmente magnetica. Cristalli abbastanza ben formati, di solito aggruppati in pile di lamelle raggiate o sub-parallele, sono caratteristici dei filoni stanniferi dell'Erzgebirge sassone-boemo e della Cornovaglia.

Digitized by Google

Biotite.

Comp. chim. — $(H,K)_2(Mg,Fe'')_2(Al,Fe''')_2(SiO_4)_3$. Questa formula non è tuttavia che approssimativa; le miche ferro-magnesiane, come e più delle alcaline, risultano da miscele piuttosto complesse di silicati diversi, la cui composizione può ancora considerarsi ipotetica.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. prismatica:

$$a : b : c = 0{,}577 : 1 : 3{,}274$$
$$\beta = 90°,—.$$

I cristalli di biotite sono frequentemente assai più nitidi e ricchi di forme che non quelli delle altre miche; l'abito è sempre pseudo-esagonale, con grande sviluppo della base. Nel cristallo della fig. 241, $c = \{001\}$, $b = \{010\}$, $o = \{112\}$, $m = \{111\}$, $r = \{101\}$, $z = \{132\}$.

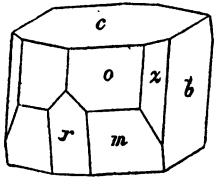


Fig. 241.

Sfaldatura basale perfettissima.

Durezza = 2 ½. *P. spec.* = = 2,9-3.

Lucentezza madreperlacea sulla sfaldatura; colore bruno, vario dal giallo bruniccio al bruno rossastro o bruno verdastro, fino a nero in massa, tanto che la biotite viene spesso designata col nome volgare di *mica nera*, o *m. bruna*. La biotite normale (*meroxeno*) è una mica di II specie; ma sono pur note varietà di I specie (*anomite*). Pleocroismo fortissimo, nelle sezioni trasversali alla sfaldatura, dal giallo chiaro al bruno cupo.

Al cannello fonde con difficoltà sugli orli. Lentamente attaccata da H_2SO_4 a caldo.

Digitized by Google

Agli agenti atmosferici resiste male; talora inverdisce, passando a clorite; altre volte sbianca, trasformandosi in muscovite.

Giaciture e località. — Cristalli non molto grandi, ma splendidi, sono quelli che stanno impiantati in gran numero nelle geodi dei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio; anche in Val di Fassa, nella ben nota zona di contatto, si trovano distinti cristalli. In larghe lamine si ricava la biotite dalla Siberia, sia pr. Miask negli Urali, sia presso il Lago Baikal.

Ma questo minerale ha sopra tutto una diffusione enorme come componente di rocce, e non solo dei micascisti e degli scisti cristallini, ma anche delle rocce eruttive, dalle più acide, come i graniti, fino alle più basiche, come certe peridotiti (kimberliti). Nelle alluvioni è spesso alterata, inverdita o impallidita; talvolta nelle sabbie le laminette di biotite alterata si vedono lucenti come pagliuzze d'oro, per segregazione di ossido di ferro; e con l'oro furono non di rado scambiate dai profani.

La *flogopite* per la forma somiglia assai alla biotite, ma è priva, o quasi, di ferro, e più o meno fluorifera; la sua formula è forse $[H,K,(MgF)]_3Mg_3Al(SiO_4)_3$; essa è dunque essenzialmente una mica di magnesio. Il colore è giallo o bruniccio; la giacitura caratteristica è nei calcari metamorfici; cristalli colossali se ne trovano abbondantemente a Burgess, nell'Ontario, e in altri luoghi del Canadà; inoltre è frequente a Pargas in Finlandia, e in vari calcari cristallini alpini, dove tuttavia si presenta in squamette assai piccole.

Una mica manganesifera rosso-bruna è la *alurgite* di S. Marcel, in V. d'Aosta.

Digitized by Google

Al gruppo delle miche fa seguito il così detto *gruppo della clintonite*, o delle *miche fragili*; i minerali che vi sono compresi, pure avendo notevoli analogie con le miche, per la forma cristallina, la facile sfaldatura basale e le proprietà ottiche, se ne distinguono per la molto maggiore durezza, e la fragilità delle laminette di sfaldatura; chimicamente poi ne differiscono notevolmente, per l'assenza degli alcali e per il carattere più basico dei silicati che li compongono; il Ca, che manca nelle miche, ha qui spesso una funzione prevalente.

Uno dei tipi più caratteristici e diffusi è dato dalla *margarite* $H_2CaAl_4Si_2O_{12}$, detta anche da taluni *mica di calcio*; monoclina, raramente ben cristallizzata, si presenta in aggregati lamellari di color bianco, rossiccio o grigio chiaro, con viva lucentezza madreperlacea, associata ordinariamente al corindone, a Naxos e nell'Asia Minore; frequente è anche nei cloritesciti del Tirolo (Zillerthal) e nei micascisti degli Urali (Tokowaja), con smeraldo, fenacite, ecc.

La *seybertite*, o *clintonite*, molto simile per la forma cristallina e l'aspetto alla biotite, sembra composta in prevalenza dal silicato $H_3(Mg,Ca)_5Al_5Si_2O_{18}$, oltremodo basico; si trova ad Amity nello St. di New York, in un calcare metamorfico, con serpentino, spinello, pirosseno, grafite, ecc. Nel calcare metamorfico del M. Monzoni in Val di Fassa, con fassaite e pleonasto, si trova non scarsa la varietà detta *brandisite*.

Il *cloritoide* $H_2(Fe,Mg)Al_2SiO_7$ è caratterizzato dalla sua notevole durezza = 6½, e dal colore verde scuro, fino a verde nerastro, con fortissimo pleocroismo dal giallo verdognolo all'azzurro verdastro;

Digitized by Google

grande è la fragilità delle laminette di sfaldatura basale; raro in cristalli, di solito si presenta in masse lamellari o aggregati scagliosi. È comunemente diffuso nei cloritescisti delle Alpi Occidentali (var. *sismondina*), dove talora è così abbondante, che la roccia prende il nome di scisto a cloritoide; si trova anche nei giacimenti di smeriglio dell'Asia Minore, e con corindone, intercluso nel calcare pr. Ekaterinburg in Siberia.

Una varietà di cloritoide è pure l'*ottrelite*, di Ottrez nelle Ardenne, abbastanza comune anche in Toscana, nelle Alpi Apuane, sia in rocce scistose, sia nelle *madrimacchie* dei marmi.

Gruppo delle cloriti.

Anche nelle cloriti, come nelle clintoniti, si può notare una certa analogia, specialmente morfologica, con le miche: la cristallizzazione monoclina, con abito pseudo-esagonale o pseudo-trigonale, e la facile sfaldatura basale ne sono gli indici più evidenti. Ma l'assenza degli alcali, e il carattere spiccatamente basico dei silicati che le formano, costituiscono differenze essenziali; chimicamente le cloriti sono silicati basici di alluminio, magnesio e ferro, senza alcali. La durezza è sempre bassa, ciò che le differenzia notevolmente dalle miche fragili; il colore è quasi in tutte un verde scuro caratteristico, talora traente un po' all'azzurro.

Le cloriti al cannello fondono difficilmente, sfogliandosi; le più ferrifere sono alquanto più facilmente fusibili; dagli acidi vengono attaccate, benchè con difficoltà.

I minerali di questo gruppo sono tipici prodotti secondari, derivanti dall'alterazione di altri silicati

Digitized by Google

alluminiferi: biotite, augite, orneblenda, granato, ecc., sui quali formano talvolta bellissime pseudomorfosi.

Le vere cloriti, od *ortocloriti*, sarebbero, secondo Tschermak, miscele in varie proporzioni di due silicati, uno quello del serpentino $H_4Mg_3Si_2O_9$, e l'altro, quello detto dell'*amesite*, $H_4Mg_2Al_2SiO_9$, molto più basico; in entrambe Fe'' può sostituire parte di Mg.

La *penninite*, o *pennina*, è la più ricca di silice tra le cloriti: quella cioè nella quale il silicato del serpentino è in prevalenza. I cristalli hanno abito distintamente pseudo-trigonale, simulando un romboedro acuto coi vertici estremi troncati dalla base. Durezza = $2\frac{1}{2}$. P. spec. = 2,7, in media. Colore verde azzurrastro, con distinto pleocroismo: i raggi vibranti normalmente all'apparente A_3 si presentano con un colore verde-azzurro carico; quelli vibranti parallelamente hanno invece una tinta rosso-bruniccia, più chiara. La birifrazione è estremamente debole; la figura di interferenza sulla base è spesso sensibilmente uniassica. I cristalli, abbastanza distinti e ben formati, si trovano nei litoclasi degli scisti cloritici e di altri scisti cristallini; bellissimi quelli del ghiacciaio di Findelen e del Gorner Grat presso Zermatt; ma se ne trovano pure assai frequentemente nella Valle di Binn (Vallese), nella Valle d'Ala, in Val Malenco, nella Zillerthal in Tirolo. La penninite entra anche, come costituente roccia, a far parte degli scisti cloritici.

Il *clinocloro* è pure monoclino; l'abito è spesso tabulare, pseudo-esagonale o pseudo-trigonale, ma meno evidentemente che nella penninite. Chimicamente, è dato da quantità quasi eguali dei due silicati sopra citati, ordinariamente con una lieve prevalenza di quello dell'amesite. Il colore e il pleocroismo sono simili a quelli della penninite; ma di solito la birifrazione è un poco più forte, e la biassicità delle fi-

Digitized by Google

gure di interferenza più evidente. P. spec. = 2,7 in media. Durezza = 2; le laminette di sfaldatura sono flessibilissime, non elastiche, dolci al tatto.

Si trova in cristalli lamellari, talora distinti, più spesso riuniti in pile curiosamente contorte, nei litoclasi degli scisti cristallini in Val d'Ala e in altri punti delle Alpi Occidentali, e della Liguria (Zona di Voltri), con granato hessonite e diopside; analoghe sono le giaciture del Pfitsch nell'Alto Adige, della Zillerthal in Tirolo, e di Achmatowsk negli Urali; grandi cristalli imperfetti, del tipo della fig. 242, vengono da West Chester in Pennsilvania.

Il clinocloro sembra essere la specie di clorite più abbondante e caratteristica, tra quelle che formano gli scisti cloritici.

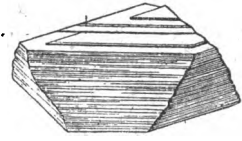


Fig. 242.

La *proclorite* è caratterizzata da una forte prevalenza del silicato dell'amesite, ed è quindi assai povera di SiO_2; i cristallini pseudo-esagonali sono piccolissimi e poco comuni; normalmente essa forma lunghe file di lamelle contorte, vermiformi (*elminto*), più evidentemente che nel clinocloro, oppure aggregati finamente scagliosi, quasi pulverulenti. È questa la clorite che accompagna l'adularia, il quarzo, la titanite, ecc., nei litoclasi delle rocce cristalline granitoidi o gneissiche del S. Gottardo e dei Grigioni, e v'è talvolta così abbondante da riempire, come una massa farinosa di color verde cupo, tutta la cavità interna della geode. Come componente di scisti cloritici pare abbia poca importanza.

Le *leptocloriti* formano, in confronto con le ortocloriti delle quali abbiamo finora parlato, un gruppo meno definito, più vario, a composizione piuttosto incerta e assai complessa: caratteristica costante è

Digitized by Google

la loro grandissima basicità. Si possono qui ricordare soltanto di nome la *cronstedtite*, la *chamoisite*, la *delessite*, la *turingite*, e la *strigovite*. Alla turingite o alla cronstedtite sembrano dover essere riferite le masse silicate miste alla siderite della Nurra in Sardegna.

Una clorite che si stacca da tutte le altre per il colore roseo o rosso violaceo, è la *kämmererite*, cromifera; oltre che a Kraubat in Stiria, con la cromite, a Miask negli Urali e in varie località americane, sembra trovarsi anche nel Vallese, in qualche punto della Val d'Aosta, e in Val Malenco (Franscia), nelle serpentine.

Col nome complessivo di *vermiculiti* sono stati designati vari minerali, per lo più mal definiti, ma in gran parte almeno di tipo cloritico, spesso evidentemente derivati da alterazione di minerali micacei. Hanno colore giallastro, verdastro o brunastro, e al calore si sfogliano, allungandosi in forme vermicolari contorte.

Una varietà di vermiculite è la *kerrite*, del Caviere pr. S. Piero in Campo nell'Elba; sembra che essa debba venire interpretata come una flogopite, nella quale al posto della potassa siano entrati gli elementi dell'acqua.

❦

Serpentino.

Comp. chim. — $H_4Mg_3Si_2O_9$; un poco di Fe'' può sostituire Mg.

Forma cristallina. — Non è mai cristallizzato in forme distinte; lo studio ottico degli individui formanti gli aggregati dimostra che il serpentino è biri-

Digitized by Google

frangente, biassico e probabilmente rombico. La struttura degli aggregati è talvolta lamellare, talvolta fibrosa; comuni sopra tutto gli aggregati finissimi, a lamelline o fibrille intrecciate, assolutamente compatti ad occhio nudo.

Durezza = 3-4. *P. spec.* = 2,6-2,7. Poco fragile; gli aggregati sono anzi spesso assai tenaci. Colore verde, in varî toni, dal verde gialliccio chiaro (*serp. nobile*) al verde nerastro, o nero in massa; spesso variegato.

Varietà, giaciture e località. — Il serpentino è sempre un minerale di origine secondaria, formato per l'alterazione di altri silicati, e principalissimamente della olivina (cfr. pagg. 268 e 455): le rocce serpentinose, così copiosamente diffuse nelle Alpi e nell'Appennino settentrionale, sono essenzialmente rocce oliviniche (peridotiti), più o meno profondamente e completamente serpentinizzate. Anche i pirosseni, specie rombici, dànno luogo a serpentino: una varietà lamellare di serpentino, la *bastite*, è una pseudomorfosi di serpentino su enstatite o bronzite. Il serpentino lamellare della Valle di Antigorio nell'Ossola, di Zermatt, del Tirolo, ecc., ha ricevuto invece il nome di *antigorite*.

Una varietà notevole, per l'aspetto e per le sue pratiche applicazioni, è quella fibrosa, che riempie i litoclasi nelle rocce formate da serpentino compatto. Se la fessura è stretta, e le fibre, normali alle pareti della stessa, sono piuttosto rigide e grossolane, si ha il *crisòtilo*; il colore di questo è verdognolo, la lucentezza sericea, splendida. Se le fibre sono bianche, più lunghe, oblique spesso alle pareti dei litoclasi, flessibili, morbide, specie dopo essere state battute, e suscettibili di essere filate e tessute, si ha la varietà filamentosa, detta *amianto*, od *asbesto*. Magnifico è l'amianto delle nostre cave di Val Malenco (Tavola XLIV); se ne trova pure in qualche punto delle

Alpi Occidentali (Val di Susa, M. Lunella). Molto più abbondante, ma di fibra meno lunga, e piuttosto da riferirsi al crisotilo, è l'amianto nella prov. di Quebec, al Canadà.

Usi del serpentino. — Le serpentine, o rocce di serpentino, sia compatte, sia brecciate a vene calcari (*oficalci*), sono molto impiegate come pietra da taglio e da decorazione. L'amianto è assai ricercato per tessuti e filati incombustibili; gli scarti e i detriti si usano per cartoni e pasta d'amianto, prezioso materiale coibente, resistente ad alte temperature.

Un silicato di tipo serpentinoso, ricco di Ni, ma poco omogeneo, e a composizione molto oscillante, è la *garnierite*, di Nouméa nella Nuova Caledonia; essa costituisce masse compatte, o brecciate, talvolta concrezionate, di color verde, da verde-smeraldo a verde-pomo, che riempiono filoni nel serpentino. È uno dei più importanti minerali per l'estrazione del nichelio.

Talco.

Comp. chim. — $H_2Mg_3(SiO_3)_4$; metasilicato acido di magnesio.

Forma cristallina. — Cristalli distinti non sono conosciuti; il talco si presenta in aggregati lamellari, scagliosi o compatti; le lamine, pseudo-esagonali, birifrangenti, biassiche (rombiche o monocline?), presentano una facilissima e perfetta *sfaldatura*, paragonabile a quella delle miche e delle cloriti; esse sono flessibili, ma non elastiche, e dolci al tatto, come saponacee ed untuose.

Durezza = 1. *P. spec.* = 2,7 circa.

Lucentezza madreperlacea nelle scaglie, grassa negli aggregati compatti. Colore bianco o verdognolo.

Digitized by Google

Al cannello si sfoglia, ma non fonde che molto difficilmente sugli orli delle squamette più sottili. Dagli acidi è inattaccabile.

Giaciture e località. — Come le cloriti e il serpentino, anche il talco è un minerale di tipica formazione secondaria; frequente sopra tutto è la sua derivazione dalla tremolite; più raramente si ha dall'alterazione dei pirosseni rombici, dell'olivina, ecc.

Talco foliaceo si trova in vene nel serpentino, a Kraubat in Stiria; negli scisti cristallini a Traversella, nel Tirolo (Zillerthal), ecc. Più comune è il talco quale componente essenziale di rocce scistose, chiamate appunto scisti talcosi: in Italia ne abbiamo in Val Malenco, e più specialmente nelle Alpi occidentali. Ricche di talco sono in particolare le Alpi Cozie (Valli del Pèllice, della Germanasca, del Chisone e del Sangone); il minerale vi forma strati e banchi negli scisti cristallini, in stretta relazione con rocce anfiboliche e con calcari.

Una varietà squamoso-compatta di talco è la *steatite*, o *pietra saponaria*; essa forma in molti casi un prodotto metasomatico di silicizzazione di rocce dolomitiche, come a Göpfersgrün nel Fichtelgebirge (Baviera), e, subordinatamente, in qualche punto delle Prealpi bresciane; da noi la steatite, di color grigio verdognolo, alquanto impura, si trova in vene e nuclei nei serpentini dell'Appennino settentrionale.

Un minerale che sembra un poco più ricco d'acqua del talco ordinario, è quello che in forma di patine bianco-verdognole, a struttura lamellare aggregata o raggiata, incrosta i cristalli di granato nelle serpentine della Valle della Gava (Zona di Voltri, Riviera di Ponente), e che fu distinto perciò col nome di *gavite*.

Usi del talco. — La polvere di talco è usata specialmente come lubrificante secco, da guantai, calzolai,

Archivio Storico

ecc., e come aggiunta alle polveri di cipria ed ai saponi. La produzione italiana è notevole, ed è oggetto di forte esportazione; il talco piemontese è usato specialmente all'estero, macinato finissimamente, sotto il nome erroneo di « talco di Venezia ». La steatite viene adoperata per scrivere sulla lavagna, e dai sarti per tracciare segni sulle stoffe; si può pure lavorare al trapano e al tornio, per farne piccoli apparecchi refrattari, come beccucci da gas, cuspidi per cannelli, ecc.

In parte si deve ascrivere alla steatite anche quella sostanza squamoso-compatta, grigia, giallicia o rossiccia, usata dai Giapponesi e dai Cinesi per oggetti di scultura minuta, e compresa sotto il nome di *agalmatolite*. Più spesso però questa sembra essere una varietà compatta di *pirofillite* (v. pag. 506).

Sepiolite è detta dal mineralogo quella che nel linguaggio volgare si chiama *schiuma di mare*, silicato di magnesio a composizione non troppo costante, rappresentabile secondo alcuni con la formula $H_2Mg_2(SiO_3)_3 . nH_2O$; secondo altri sarebbe una miscela eterogenea di un minerale cristallino fibroso e di una sostanza colloide. Essa forma nuclei, noduli o masse compatte, bianche o biancastre, opache, molto porose e leggere, allappanti la lingua, con durezza = 2-2 ½, dolci al tatto e plastiche, così che la lavorazione ne riesce facilissima. Al cannello indurisce senza fondere; dagli acidi forti è decomposta. Si rinviene specialmente nel piano di Eski-Scher in Asia Minore; originariamente il minerale sta entro al serpentino, ma le masse utilizzate sono quelle che si trovano in giacitura secondaria entro all'argilla, ai piedi dei monti serpentinosi che comprendono il giacimento primitivo. Piccole quantità, nel serpentino, se ne hanno in Moravia, in Spagna, a Samo e

Digitized by Google

a Negroponte. È usata, come tutti sanno, per pipe ed altri oggetti da fumatori.

Sotto il nome di *spadaite* vien designato un minerale compatto, di colore carnicino chiaro, che si trova in piccole quantità, insieme a wollastonite, incluso nella leucitite di Capo di Bove, presso Roma. Gli fu attribuita la composizione $Mg_5Si_6O_{17}.4H_2O$; ma questa sostanza merita di essere meglio studiata.

Masse compatte, terrose, di colore verde cupo, forma la *celadonite*, detta anche *terra verde*, che si trova come riempimento secondario di cavità entro ad un basalto amigdaloide al Monte Baldo, nel Veronese. È un silicato idrato di ferro, con poco alluminio, magnesio e potassio, di composizione non ben precisata nè costante; si usa come colore verde.

Analoga per aspetto e composizione, ma più povera di alluminio, è la *glauconite*, silicato che in forma di granuletti rotondeggianti, o come riempimento od incrostazione di gusci di foraminiferi, si trova abbondantemente in alcuni depositi marini; sabbie verdi glauconitiche formano il deposito terziario nel quale, lungo le spiagge del Mar Baltico, è inclusa l'ambra; calcari glauconitici sono molto abbondanti, specialmente nei terreni del periodo cretaceo.

Zebedassite fu chiamato un silicato idrato di Al e Mg, che forma sottili vene bianche, a struttura finamente fibroso-parallela, entro ad una roccia granitica profondamente alterata presso Zebedassi, nell'Appennino pavese.

Caolinite.

Comp. chim. — $H_4Al_2Si_2O_9$.

Forma cristallina. — Cristalli grossi e ben formati di caolinite non si conoscono, ma solamente squa-

mette pseudo-esagonali, di aspetto micaceo, biassiche, e probabilmente monocline.

Sfaldatura micacea, perfetta, secondo la base.

Durezza = 1. *P. spec.* = 2,5 circa. La durezza e il p. spec. sono dati approssimativamente, perchè il minerale di solito forma masse squamose aggregate, o terrose, porosissime e incoerenti, chiamate comunemente *caolino*.

Nelle varietà cristalline la lucentezza è madreperlacea. Il colore è bianco o biancastro se il minerale è puro, ma naturalmente si possono avere tinte diverse per impurità.

Al cannello la caolinite è quasi affatto infusibile; impastata con acqua e cotta, indurisce. Bagnata con nitrato di cobalto e scaldata alla fiamma ossidante, diventa azzurra. Attaccabile a caldo da acido solforico concentrato e da liscivia di potassa caustica.

Giaciture e località. — La varietà cristallizzata in squame distinte, con lucentezza madreperlacea, detta *nacrite*, si trova sopra tutto sul quarzo, nei filoni metalliferi dell'Erzgebirge sassone, a Traversella, ecc. Analoga, ma più finamente squamosa, fino a terrosa, è la *litomarga*, che riempie spesso cavità di geodi entro a rocce granitiche, a Baveno, e nell'Erzgebirge, dove accompagna il topazio. La caolinite cristallina o terrosa (caolino) è per lo più il prodotto dell'alterazione di minerali feldspatici e feldspatoidi, sotto l'effetto di azioni idrotermali o pneumatolitiche: resti di feldspati indecomposti vi si trovano spesso misti; la caolinite d'altra parte si presenta anche in distinte pseudomorfosi su minerali alluminiferi diversi (leucite, topazio, ecc.). I migliori banchi di caolino sono dati dall'alterazione di rocce granitiche o porfiriche, povere di ferro; notissimi i giacimenti: di Aue presso Schneeberg, in Sassonia (esaurito); di Meissen, pure in Sassonia; di Passau, in Baviera; di Carlsbad, in

Digitized by Google

Boemia; di S. Yrieix pr. Limoges, in Francia; della Cornovaglia, ecc. Caolino, di qualità mediocre, si estrae da lungo tempo nel Vicentino, a S. Ulderico nei Tretti, ed è noto sotto il nome di *terra di Vicenza*. Notevole, per l'evidente origine pneumatolitica, il piccolo giacimento di Oleggio Castello presso Arona, dove la caolinite è accompagnata da molta fluorite violetta. Caolino si trova pure a Torniella (Grosseto), ad accompagnare l'alunite, e in altre rocce eruttive alterate dell'Italia centrale, e specialmente della Sardegna.

Usi del caolino. — Il principale suo impiego è come materia prima nella fabbricazione della porcellana e delle majoliche fine.

Il prodotto normale della alterazione atmosferica superficiale delle rocce feldspatiche non è però il caolino, silicato di alluminio cristallino, ma una *sostanza argillosa* colloide, che differisce dal caolino principalmente per un maggior grado di dispersità (cfr. pag. 171); alla presenza di questa sostanza devono la loro plasticità le rocce clastiche note sotto il nome di *argille*; queste risultano infatti da una miscela di sabbia, più o meno fina, con quantità varie di sostanza argillosa. Si hanno tuttavia meno comunemente anche argille veramente caoliniche, derivate dallo sfacelo di rocce caolinizzate, e consecutivo trasporto e deposizione del caolino, più fino e leggero, per opera delle acque di scorrimento superficiali. Del resto quanto fu detto più indietro intorno ai colloidi deve bastare a far comprendere che una distinzione netta e assoluta fra caolino e sostanza argillosa non è possibile, nè in teoria nè in pratica, come non è possibile farla tra sospensioni grossolane e soluzioni colloidali, convenzionale essendo il limite di dispersità tra i due stati.

Silicati di alluminio colloidi, terrosi o ceroidi, sono anche la *halloysite*, la *cimolite*, la *montmorillonite* e il così detto *bolo*.

Pure colloide è l'*allofane*, la cui composizione viene di solito rappresentata con la formula $Al_2SiO_5 . 5H_2O$; stalattitico, concrezionare, translucido, fragilissimo, è talvolta incoloro, ma più spesso azzurro o verde, per composti di rame che vi sono contenuti come impurità. Si trova, tra molte altre località, a Rosas in Sardegna, e a Valdaspra (Massa Marittima), con minerali di zinco, rame e piombo.

Un composto di rame che può essere qui ricordato è la *crisocolla*, di composizione non molto costante, ma prossima a $CuSiO_3 . 2H_2O$; colloide, incrostante, di colore verde o azzurro verdastro scuro, si presenta come prodotto di alterazione di minerali di rame, specialmente al Chile, negli Urali, in Turingia, ecc. Molto comune è pure nella miniera cuprifera di Calabona, pr. Alghero, in Sardegna. Qualche volta si adopera come pietra d'ornamento, di bassissimo prezzo.

La *pirofillite* $HAl(SiO_3)_2$ è un silicato di alluminio che, quantunque non si trovi in veri cristalli, ha tuttavia struttura distintamente cristallina, fogliacea o lamellare, o raggiata, con sfaldatura facile, di tipo micaceo; birifrangente e biassica, essa è probabilmente monoclina. Durezza = 2 ½. P. spec. = 2,8. Ha lucentezza madreperlacea, se lamellare; più spesso il minerale è in aggregati compatti, terrosi; colore chiaro, ma vario; difficilissimamente fusibile al cannello. Gli aggregati squamoso-compatti, teneri e dolci al tatto, somigliano assai alla steatite; come questa sono lavorati, specialmente dai Cinesi, e costituiscono il tipo più comune di *agalmatolite* o *pagodite*.

Digitized by Google

b) *Silicotitanati e titanati.*

TITANITE.

Comp. chim. — $CaTiSiO_5$.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio:

$$a : b : c = 0{,}7547 : 1 : 0{,}8543$$
$$\beta = 60°{,}17'$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 66°{,}29'$$
$$(102) \wedge (001) = 21{,}—$$
$$(111) \wedge (1\bar{1}1) = 43{,}49.$$

L'abito cristallino è vario: due tipi di sviluppo molto diversi tra loro, ma entrambi assai comuni, sono quelli delle figg. 243 e 244, dove $a = \{100\}$, $c = \{001\}$, $m = \{110\}$, $x = \{102\}$, $n = \{111\}$, $l = \{112\}$.

Comuni i geminati secondo il pinacoide $\{100\}$, talora per contatto, talora completamente incrociati, a X.

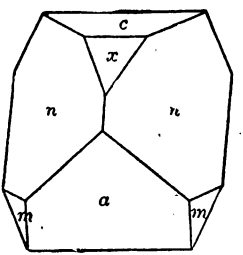


Fig. 243.

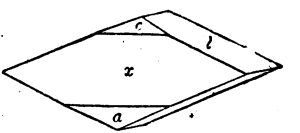


Fig. 244.

Durezza = 5 ½. *P. spec.* = 3,5.

Lucentezza adamantina. Colore vario; specialmente caratteristici sono il giallo e il verdolino chiaro, ma non rare nemmeno le tinte brune; la titanite

Digitized by Google

talvolta è coperta da patine cloritiche. Al cannello è assai difficilmente fusibile. Decomponibile da H_2SO_4, a caldo.

Giaciture e località. — La titanite, detta anche *sfeno*, per la forma a cuneo tagliente che presentano spesso i suoi cristalli, è un minerale caratteristico sopra tutto degli scisti cristallini; nei litoclasi di queste rocce si trovano i più splendidi cristalli, tanto ricercati dai collezionisti: in varie località della Val Dévero (Ossola); in Val Maggia; nel gruppo del S. Gottardo; a Tavetsch e in altre località dei Grigioni; a Zermatt, nel Vallese; nella Val Passiria e nel Pfitsch (Alto Adige); nella Zillerthal (Tirolo) e a Vindischmatrei negli Alti Tauri; in Val d'Ala e in altri punti delle Alpi occidentali, dove la titanite è spesso associata a granato hessonite, diopside, clinocloro, apatite, ecc. Nelle geodi cristallizzate dei graniti di Baveno e di S. Fedelino è rarissima; più comune, in piccoli cristallini gialli (*semelina*), nei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio. Interclusa, come costituente accessorio di roccia, è frequente in cristallini distinti nella sienite del Biellese e nel serizzo ghiandone della Val Màsino. Più grossi sono i cristalli interclusi negli scisti cloritici della Val Malenco, della Val Sangone e di altre località alpine. Nei calcari cristallini si presenta in grossi cristalli a Bolton nel Massachussetts e nella Renfrew Co., al Canadà.

Un raro silicotitanato è la *nettunite*, della composizione $(Na,K)_2(Fe'',Mn)TiSi_4O_{12}$; forma cristalli prismatici, monoclini, allungati, di colore nero o nero bruno, trovati dapprima in Groenlandia, poi, in più vistosi esemplari, con benitoite, nella S. Bernardino Co., in California (varietà *carlosite*).

La *benitoite* $BaTiSi_3O_9$ fu già da noi ricordata come esempio della omonima classe del sistema trigonale.

Digitized by Google

I cristalli hanno ordinariamente abito bipiramidale trigonale; durezza = 6½; p. sp. = 3,65. Il colore è azzurro o azzurro violaceo, più o meno carico e non mancano esemplari limpidi, di un bel bleu di zaffiro, atti ad essere sfaccettati e usati come gemma. La benitoite si presenta, insieme con carlosite, interclusa nella natrolite, in filoncelli entro ad una roccia scistosa intercalata nel serpentino della S. Benito Co., California.

Ricorderemo anche, affatto sommariamente, l'*astrofillite*, silicotitanato di sodio, potassio, ferro e manganese, a costituzione molto complessa e ancora discussa, che in lamine rombiche allungate, con sfaldatura pinacoidale perfetta, quasi micacea, viva lucentezza e colore giallo o bruno, si presenta nelle pegmatiti e sieniti eleolitiche di Brevig in Norvegia, di Groenlandia, ecc.

Ilmenite.

Comp. chim. — $FeTiO_3$. Può venire considerata come titanato ferroso; comunemente è detta anzi *ferro titanato*.

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. della dolomite:

$$\alpha = 85°,8'$$
$$(100) \wedge (111) = 57°,58\frac{1}{2}'$$
$$(100) \wedge (010) = 94,29.$$

I cristalli, dei quali abbiamo visto l'abito e le forme più comuni nella fig. 70 a pag. 99, non sono troppo frequenti; il minerale è più spesso compatto, o granulare, e sopra tutto disseminato come componente accessorio in molte rocce. Gli angoli sono prossimi

Digitized by Google

a quelli della ematite, con la quale la ilmenite è simmorfa (v. pag. 250); accanto all'ematite è anzi collocata dal Dana, che la considera, impropriamente, come un sesquiossido.

Durezza = 6. *P. spec.* = 4,8.

Lucentezza metallica; colore nero-ferro; colore della polvere nero. Scomponendo il minerale con H_2SO_4 concentrato, e diluendo senza far bollire, la soluzione diventa aranciata per aggiunta di acqua ossigenata (reaz. del Ti).

Giaciture e località. — L'ilmenite è un minerale assai più comune di quanto si creda ordinariamente. In bei cristalli fu trovata nella pietra ollare della Val Malenco, e nelle rocce verdi della Val Dévero (Ossola), come pure di varie località nelle Alpi Cozie e nel Delfinato; quale componente accessorio di rocce eruttive, spec. basaltiche, e di varî scisti cristallini, è assai largamente diffusa, e perciò, in granuli, con magnetite, è abbondante anche in molte sabbie (sabbie nere del litorale tirreno, e della spiaggia somala, alla foce del Giuba). In giacimenti più considerevoli, coltivabili industrialmente, si ha specialmente in Norvegia, nel Canadà, ecc. Grossi cristalli si hanno da Miask negli Urali, e da Krageroe in Norvegia.

Usi della ilmenite. — Dove sia abbondante, si estrae per impiegarla nella industria degli acciai speciali al titanio.

Molto scarsa è invece la *perowskite*, titanato di calcio $CaTiO_3$. È monometrica, o meglio pseudomonometrica, perchè i cristalli, con abito prevalentemente cubico, sono birifrangenti, con struttura polisintetica. Sfaldatura cubica imperfetta. Durezza = = 5,5. P. spec. = 4. Infusibile al cannello; decomposta a caldo da H_2SO_4. Colore giallo, o bruno, fino

Digitized by Google

a nero in massa. Lucentezza adamantina. Rarissima nell'amianto di Val Malenco, dove fu pure trovata entro a venette calcitiche, nella serpentina ricca di titanolivina del Monte Braccia, sopra Chiesa; nei litoclasi di rocce serpentinose si trova a Emarese in Val d'Aosta, a S. Ambrogio pr. Avigliana, e al Monte Lunella in Val di Susa; eccezionale nei blocchi calcarei del M. Somma. Relativamente più comune, sempre in rocce serpentinose o cloritiche, è a Zermatt, nel Vallese; al Wildkreuzjoch, nella Valle di Pfitsch; ad Achmatowsk, negli Urali.

Un titanato di uranio, yttrio, ecc., sembra essere la *delorenzite*, che in cristallini rombici estremamente rari fu osservata, con strüverite, ecc., nelle pegmatiti di Craveggia in Val Vigezzo.

In appendice ai titanati, come formante passaggio all'ordine seguente, è posta dal Dana un'altra interessante specie, la *disanalite*, titano-niobato di sodio, calcio, ferro e cerio, molto complesso, monometrico o pseudo-monometrico, con abito cubico od ottaedrico, e alquanto rassomigliante alla perowskite. P. spec. = = 4,2, circa; colore rosso bruno o nero; lucentezza viva. Estremamente rara al Vesuvio, si trova specialmente nel calcare cristallino di Vogtsburg, nel Baden; in più grossi cristalli a Magnet Cove, nell'Arkansas.

3. Niobati, tantalati.

Columbite, tantalite.

Comp. chim. — $(Fe,Mn)\,(Nb,Ta)_2O_6$: miscele isomorfe in varie proporzioni di niobato e di tantalato di ferro e di manganese; non si può pertanto separare nettamente la columbite, che sarebbe il puro

Digitized by Google

niobato, dalla tantalite, puro tantalato dei due metalli.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina; le combinazioni hanno di solito abito prismatico tozzo.

Sfaldatura imperfetta secondo {100}.

Durezza = 6. *P. spec.* = 5,4-7,3; cresce col contenuto in Ta_2O_5.

Lucentezza quasi metallica; colore nero brunastro o nero.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Giaciture e località. — La columbite si trova in splendidi cristalli, interclusa nella criolite di Groenlandia; inoltre, pure interclusa, in alcune rocce granitiche o pegmatitiche a Craveggia in Val Vigezzo (rarissima); a Bodenmais in Baviera; a Krageroe in Norvegia; a Miask negli Urali; a Haddam nel Connecticut.

Le varietà molto ricche di Ta_2O_5, da includersi propriamente nella tantalite, sono alquanto più rare; si trovano in cristalli allungati o tabulari inclusi nel granito a Fahlun in Svezia, a Skogböle in Finlandia, e in alcune località americane.

Manganotantalite è detta una varietà nella quale quasi tutto Fe è sostituito da Mn.

La *stibiotantalite*, $(SbO)_2(Ta,Nb)_2O_6$, cristallizza nel sist. rombico, e spetta, pare, alla classe della calamina; l'abito è prismatico, ma vario, e le facce spesso numerose e brillanti. Sfaldatura {100} perfetta. Durezza = 5 ½. P. spec. = 6-7,3. Colore bruno o giallo bruno; lucentezza adamantina. Fu trovata in splendidi esemplari, con rubellite, lepidolite e berillo, alla Mesa Grande, S. Diego Co., California.

La stessa composizione della tantalite $Fe(Ta,Nb)_2O_6$, ma forma cristallina tetragonale, ha la rara *tapio-*

Digitized by Google

lite. A questa si ravvicina ordinariamente la *strüverite*, nella quale tuttavia si ha la presenza di notevoli quantità di TiO_2, secondo la formula $Fe(Ta,Nb)_2O_6 . 4TiO_2$, corrispondente forse ad una soluzione di TiO_2 nel composto della tapiolite. La strüverite, scoperta prima come raro componente della pegmatite di Craveggia, in Val Vigezzo, fu ritrovata poi in grandi quantità nella pegmatite di Black-Hills (S. Dakota), e nelle alluvioni cassiteritiche di Perak (Malacca); grandi cristalli vengono pur tratti da alcune pegmatiti del Madagascar.

Il *pirocloro* è essenzialmente un niobato di calcio e sodio, contenente titanio, fluoro e cerio; probabilmente è un composto del tipo $3CaNb_2O_6.NaF$, nel quale si trova misto come soluzione solida, in quantità abbastanza scarsa, un titanato $Ce_2Ti_4O_{11}$. Cristallizza nel sist. monometrico, ordinariamente in ottaedri, di durezza = 5 ½, p. spec. = 4,3 circa; ha lucentezza tra la vitrea e la picea, colore bruno scuro, fino a quasi nero. Al cannello non fonde, e diventa verdastro. Si trova in cristalli interclusi nelle sieniti eleolitiche di Norvegia.

Un niobato, simile al pirocloro, ma di composizione non ancora interamente chiarita, è anche la *pirrite*; si trova in minuscoli cristallini ottaedrici, come estrema rarità, nei projetti del M. Somma.

Pure molto analoghi al pirocloro, ma distinti perchè contengono forti quantità di uranio, e mancano di alcali, sono i minerali chiamati coi nomi di *betafite* e *samiresite*, che in grossi cristalli monometrici, spesso alterati alla superfice, furono trovati al Madagascar; e la *blomstrandite*, compatta, di Svezia.

Piccoli e nitidi cristalli monometrici forma anche la *microlite*, gialla o bruno-rossastra, composta prevalentemente di $Ca_2Ta_2O_7$, con miscela di vari altri

Digitized by Google

elementi; si trova raramente nelle geodi del granito di S. Piero in Campo, all'Elba; più grossi cristalli nella mica della Amelia Co., Virginia.

Notevoli per il forte contenuto in terre rare, e specialmente per la presenza di grande quantità di ittrio, sono i minerali della serie *euxenite-policrasio*. Questi sono dati da miscele di niobati e tantalati con titanati di ittrio, erbio, cerio, uranio; con l'aumento della quantità di TiO_2, in rapporto a quella di $(Nb,Ta)_2O_5$, si passa in modo continuo dalla vera euxenite al vero policrasio. La forma cristallina è rombica, con abito prismatico per l'euxenite, tabulare per il policrasio. P. spec. = 4,7-5; durezza = 5-6,5; colore bruno nerastro; lucentezza picea; entrambi i minerali sono infusibili al cannello. L'euxenite tipica è quella di Norvegia (Jölster presso Tvedestrand, Alve), e del Madagascar; il policrasio si trova specialmente a Hitteroe, pure in Norvegia.

Un niobato-titanato analogo, ma contenente principalmente cerio, lantanio e altri metalli rari, e cristallograficamente diverso, benchè esso pure rombico, è la *äschynite* di Miask negli Urali.

Ricorderemo da ultimo, in questo numeroso e difficile gruppo di composti, il cui studio chimico non è ancora esaurito: la *fergusonite*, la cui formula può essere scritta, schematicamente $(Y,Er,Ce)(Nb,Ta)O_4$; è tetragonale, spettante alla classe della scheelite, e fu trovata specialmente a Ytterby in Svezia e al Capo Farewell in Groenlandia; e la *samarskite*, niobato-tantalato assai complesso, del tipo di composizione $(Fe,Ca,UO_2)_3(Ce,Y)_2(Nb,Ta)_6O_{21}$, rombica, nera, di Miask negli Urali.

Digitized by Google

4. Fosfati, arseniati, vanadati, antimoniati. — Nitrati.

a) *Fosfati, arseniati, ecc. anidri.*

MONAZITE.

Comp. chim. — $(Ce,La,Pr,Nd)PO_4$. Oltre ai metalli del gruppo del cerio vi è sempre presente una quantità sensibile, talora rilevante, di ossido di torio ThO_2.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio; cristalli spesso più o meno distintamente tabulari secondo {100}.

Durezza = 5 ½. *P. spec.* = 5-5,2.

Lucentezza resinosa; colore giallastro o bruno.

Al cannello è infusibile; umettata con H_2SO_4 tinge la fiamma in verde azzurrognolo. Lentamente attaccata da HCl.

Giaciture e località. — In brillanti cristallini gialli (varietà *turnerite*) si trova raramente nei litoclasi di rocce scistoso-cristalline nella Valle di Binn (Vallese), a Tavetsch (Grigioni), nel Delfinato, ecc. In più grossi cristalli bruni, interclusi in rocce granitiche, è abbastanza diffusa in Norvegia (Arendal), negli Urali (Slatoust), al Madagascar, ecc. La massima parte del minerale per usi industriali viene però ricavata da giacimenti secondari, *sabbie monazitiche*, che costituiscono importanti depositi alluvionali nella Georgia, nella Carolina, e specialmente nel Brasile; solo tracce di monazite si trovano nelle sabbie della Somalia e del Deserto Arabico.

Usi della monazite. — È coltivata per l'estrazione dell'ossido di torio, impiegato su larga scala nella fabbricazione delle reticelle per incandescenza a gas.

Digitized by Google

Notevole per la sua estrema rarità, e per la composizione chimica, è il *xenotime*, fosfato di ittrio YPO_4, del sist. tetragonale, cl. della cassiterite; la sua giacitura principale è in Norvegia; ma in piccolissimi cristallini prismatici, gialli, brillanti, si trova anche alla Fibia nel gruppo del S. Gottardo, e all'Alpe Lercheltini nella Valle di Binn. Questi vengono spesso chiamati col nome di *wiserina*, ma il nome è ambiguo, perchè vien dato anche ad una varietà gialla di ottaedrite, che somiglia molto, esternamente, al xenotime.

La *trifilite* è un fosfato di litio, ferro e manganese $Li(Fe,Mn)PO_4$, raramente cristallizzato nel sist. rombico, di solito in aggregati cristallini, di colore grigio verdognolo o azzurrastro, che si trova a Rabenstein pr. Zwiesel in Baviera, in Finlandia, e a Norwich nel Massachussetts. Una varietà molto povera di Fe vien designata col nome di *litiofilite*, ed è rosea o giallastra.

Apatite.

Comp. chim. — Ordinariamente rappresentata da $Ca(Cl,F).Ca_4(PO_4)_3$; più comuni della pura *clorapatite* $(CaCl)Ca_4(PO_4)_3$, e della pura *fluorapatite* $(CaF)Ca_4(PO_4)_3$, sono le miscele dei due composti, i quali sono perfettamente isomorfi tra di loro, e assai simili per l'aspetto e le proprietà. Nelle apatiti di molte località si nota tuttavia una grande deficenza di alogeni e un eccesso di CaO, così da condurre ad ammettere l'esistenza di una *ossi-apatite* $Ca(OH).Ca_4(PO_4)_3$, isomorfa e miscibile con la cloro- e la fluoro-apatite. La formula dell'apatite si scrive oggi pertanto $Ca(F,Cl,OH).Ca_4(PO_4)_3$.

Forma cristallina. — Sist. esagonale, cl. bipiramidale esagonale, detta cl. dell'apatite:

$$a : c = 1 : 0{,}7346.$$

$$(10\bar{1}1) \wedge (0001) = 40°,18'$$
$$(10\bar{1}1) \wedge (01\bar{1}1) = 37,44\,½$$
$$(11\bar{2}1) \wedge (0001) = 55,45\,½.$$

Nella fig. 60, pag. 88, abbiamo imparato a conoscere una combinazione caratteristica; molto più ricco è il cristallo della fig. 245, nella quale $m = \{10\bar{1}0\}$, $h = \{21\bar{3}0\}$, $c = \{0001\}$, $y = \{20\bar{2}1\}$, $x = \{10\bar{1}1\}$, $r = \{10\bar{1}2\}$, $s = \{11\bar{2}1\}$, $v = \{11\bar{2}2\}$, $n = \{31\bar{4}1\}$, $\mu = \{21\bar{3}1\}$. A pag. 60 abbiamo veduto come, con lo studio delle figure di corrosione, si possa stabilire il vero grado di simmetria anche nei cristalli semplicemente prismatici troncati dalla base, che non sono rari.

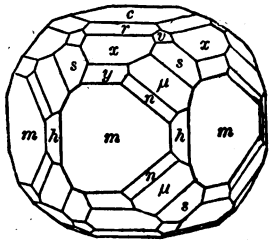


Fig. 245.

Durezza = 5. *P. spec.* var. da 3,15 (ossi-apatite) a 3,16 (clorapatite), a 3,23 (fluorapatite).

L'apatite pura è limpida e incolora; ma è pure comune colorata, specialmente nei toni del giallo, del verde, e anche del violetto.

Solubile in HNO_3; la soluzione precipita in giallo col molibdato ammonico; il precipitato, insolubile in acido nitrico, è solubile in ammoniaca.

Giaciture e località. — Allo stato di cristalli prismatici microscopici l'apatite è estremamente diffusa in tutte le rocce eruttive e scistoso-cristalline. Nei litoclasi di molte di queste rocce si trova spesso in splendidi cristalli: al S. Gottardo; nella Valle d'Ala; in Val Dévero (Ossola); e particolarmente, con epidoto, alla Knappenwand, nella Untersulzbachthal (Alpi sa-

Digitized by Google

lisburghesi). Interclusa in rocce scistose, micacee, cloritiche o talcose, si osserva in grossi cristalli o in noduli in Valle di Pfitsch, a Valtigels pr. Sterzing, e in Val Passiria, nell'Alto Adige, come pure nella Zillerthal in Tirolo. Caratteristica la presenza della fluorapatite nei filoni stanniferi, con topazio, cassiterite, ecc.: così si trova in tutto l'Erzgebirge sassone-boemo, in Cornovaglia, ecc. Rarissima è nelle druse dei nostri graniti, di Baveno e dell'Elba. Una varietà gialla (*asparagolite*) è quella di Jumilla, in Spagna. In filoni potenti, di origine endogena, probabilmente pneumatolitica, si trova in Norvegia (Bamle) e al Canadà (Renfrew, Ontario); da queste località si ottengono facilmente cristalli di apatite veramente colossali.

Una varietà raggiata, cristallina, è la *fosforite* di Logrosan e Caceres in Spagna.

Usi dell'apatite. — Dove sia in giacimenti abbastanza potenti per essere coltivabili, è impiegata come fertilizzante, sia direttamente, sia dopo averla trasformata in perfosfato.

Varietà di apatite contenenti CO_2 e H_2O combinati sono la *dahllite*, la *francolite*, e la *staffelite*; la prima non fluorifera, le due ultime fluorifere. Si trovano sia cristallizzate, sia, più spesso, in masse cristalline concrezionate, raggiate, riunite ordinariamente sotto il nome complessivo e abbastanza indefinito di « fosforite », in numerosissime località, donde vengono estratte come fertilizzanti.

Più frequentemente però, nei depositi organogeni costituenti le rocce fosfatiche, dalle quali si trae veramente la grande massa della materia prima per la preparazione dei perfosfati, il fosfato di calcio, più o meno fluorifero, e spesso contenente pure CO_2 e H_2O combinati, si trova allo stato amorfo; questa

Digitized by Google

sostanza colloidale, non di rado bruna per materia organica frammista, viene chiamata dal mineralogo *collofanite*. Masse imponenti di rocce fosfatiche, non di rado distintamente fossilifere (Tav. XLV), sono specialmente quelle coltivate in Algeria, in Tunisia, nella Florida, nel Sud Carolina, nel Tennessee, ad Aruba nelle Antille, ecc. Piccole masse fosforitiche organogene, di tipo collofanitico, ma assai povere di P_2O_5, si hanno presso il Capo S. Maria Leuca; rocce fosfatiche a basso tenore di sostanza utile si conoscono pure presso Siracusa (territorio di Scicli).

Isomorfe con l'apatite sono tre altre specie di minerali, assai note, e formate da clorofosfato, cloroarseniato e clorovanadato di piombo: la piromorfite, la mimetite e la vanadinite; queste tre, insieme già la precedente, costituiscono un gruppo benissimo definito: il *gruppo dell'apatite*.

La *piromorfite* $(PbCl)Pb_4(PO_4)_3$ si presenta in cristalli prismatici esagonali poveri di forme, talvolta a facce curve, rigonfi nel mezzo, a bariletto, con durezza = 3,5, p. spec. = 7; se il minerale contiene misto del fosfato di calcio, cosa non rara, ha un peso specifico alquanto più basso. Il colore è vario: frequente una tinta verde o verde giallastra, ma comune è pure il bruno, e si trovano anche piromorfiti incolore. Al cannello fonde facilmente, dando le reazioni del Pb. La piromorfite è uno dei minerali più frequenti all'affioramento dei giacimenti piombiferi, dove si trova con cerussite, ecc. Bei gruppi di cristalli si trovano a Huelgoet in Bretagna, a Ems nel Nassau, a Zschoppau e a Johanngeorgenstadt in Sassonia, a Mies in Boemia, nel Cumberland, in Cornovaglia, a Beresowsk negli Urali, ecc. Da noi è abbastanza comune in Sardegna (Gennamari, Ingurtosu, ecc., con cerussite e wulfenite); rara, in qualche

Digitized by Google

miniera dell'Italia settentrionale (Valsàssina; Alpe Feglio sul Monte Falò in Val d'Agogna; Preseglie in Val Sabbia).

La *mimetite* $(PbCl)Pb_4(AsO_4)_3$ ha un abito cristallino simile a quello della piromorfite; i suoi prismi esagoni sono però anche più spesso e più evidentemente aggruppati a bariletto, con facce curve, particolarmente nella varietà *campilite*. Il colore è giallo o giallo bruno. Al cannello fonde facilmente, e dà la reazione del Pb; trattata alla fiamma riducente, sul carbone, dà pure fumi arsenicali di odore agliaceo. Meno comune della piromorfite, si trova specialmente in Cornovaglia, nel Cumberland, e presso Tsumeb, nell'Africa australe; bei cristalli anche a Johanngeorgenstadt. Come rarità fu rinvenuta in qualche miniera lombarda (Bòvegno in Val Trompia), e sarda (Bena (d)e Padru presso Ozieri).

La *vanadinite* $(PbCl)Pb_4(VO_4)_3$ si presenta in combinazioni con abito prismatico esagonale, della stessa classe dell'apatite, talvolta assai nitide e ricche di forme. Il colore è giallo, o bruniccio, o rosso-aurora. Sul carbone, al cannello, il minerale fonde, dando la reazione del Pb; dopo completa ossidazione di questo, la massa nera residua dà col sale di fosforo una perla verde-smeraldo alla fiamma riducente. Abbondante sopra tutto, in magnifici cristalli, nella regione mineraria della Yuma Co., nell'Arizona, e nel Nuovo Messico, dove si ha pure una miscela di arseniato e vanadato, intermedia fra questa e la specie precedente, e chiamata *endlichite*. A Obir, in Carinzia, la vanadinite si trova in bei cristalli, rossastri; qualche traccia ne fu trovata anche in Sardegna, a Bena (d)e Padru (Ozieri); in tracce fu pure osservata nel tufo di Fiano, in Campania, come prodotto di pneumatolisi.

Digitized by Google

Di altri fosfati contenenti alogeni faremo brevissimo cenno.

La *wagnerite* $(MgF)MgPO_4$ forma cristalli monoclini, piuttosto piccoli, spesso abbastanza complessi, di colore gialliccio o rossiccio, o grigio chiaro, che si trovano assai raramente in filoncelli quarzosi entro allo scisto argilloso a Werfen nel Salzburg; assai più grossi, benchè meno distinti, e alterati, sono quelli che accompagnano l'apatite nei filoni di Bamle in Norvegia (varietà *kjerulfina*). Una varietà di wagnerite è anche la rarissima *crifiolite* del Vesuvio.

La *triplite* $(MnF)(Fe,Mn)PO_4$ sembra isomorfa con la specie precedente, ma si presenta solo in aggregati grossolanamente cristallini, di colore bruno scuro, o nerastro, con lucentezza grassa, opachi o subtrasluciди, in filoni quarziferi nel granito, a Peilau in Slesia, a Limoges in Francia, e nell'Argentina.

Una specie rara ma interessante è l'*ambligonite*, fluofosfato di alluminio e litio $Li(AlF)PO_4$; forma grossi cristalli triclini, o più spesso masse spatiche con distinta sfaldatura basale; è bianca, o tinta in toni chiarissimi di varî colori. Si trova nel granito a Penig in Sassonia, a Montebras (Creuse) in Francia, a Hebron nel Maine.

Una posizione speciale merita un antimoniato, pure assai raro, e ricercato dai collezionisti: la *romeite* $CaSb_2O_4$; cristallizza nel sist. tetragonale, e si presenta in minutissime bipiramidi quadrate, di colore giallo o giallo bruniccio, nel giacimento manganesifero di Saint Marcel in Val d'Aosta, con braunite, piemontite, ecc. Identica alla romeite sembra essere la *schneebergite*, che si trova in masserelle gra-

Digitized by Google

nulari di un giallo vivo nella blenda dello Schneeberg in Val Passiria (Alto Adige).

b) *Fosfati, arseniati, ecc. basici e idrati.*

LAZULITE.

Comp. chim. — $(Mg,Fe)(AlOH)_2(PO_4)_2$.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio; la combinazione più frequente e caratteristica, data da due prismi obliqui {111} e {1$\bar{1}$1}, simula abbastanza bene una bipiramide rombica.

Durezza = 5 ½. *P. spec.* = 3,1.

Lucentezza vitrea; colore azzurro, in vari toni, dal celestino chiaro all'azzurro cupo.

Giaciture e località. — In nitidi cristalli interclusi nel quarzo trovasi a Werfen nel Salzburg; a Krieglach in Stiria; nella itacolumite delle Graves Mountains in Georgia; in masse compatte di tinta pallida non è rara presso Zermatt, nel Vallese.

Un gruppo isomorfo di fosfati e arseniati basici, notevoli per la nitidezza della forma cristallina e l'eleganza degli esemplari, che ornano tutte le collezioni mineralogiche, è quello della libethenite, il quale comprende, oltre a questo minerale, la olivenite e l'adamite; ci si può annettere, come appendice, anche un vanadato basico, la descloizite.

Libethenite $Cu_2(OH)PO_4$; sist. rombico; cristalli con abito prismatico, spesso riuniti in druse o in croste; la combinazione dei due prismi rombici {110} e {011} a pari sviluppo ha una grossolana ma evidente rassomiglianza con l'ottaedro monometrico. Durezza = 4. P. spec. = 3,7. Lucentezza resinosa; colore verde o verde olivastro, scuro. La località più

Digitized by Google

nota è Libethen in Ungheria, dove il minerale si trova entro a quarzo cavernoso, in un micascisto.

Olivenite $Cu_2(OH)AsO_4$; i cristalli, rombici, hanno abito prismatico, spesso allungato, od aciculare; comuni pure le masse fibrose, raggiate, a superfice reniforme. P. spec. = 4,3. Colore verde-oliva scuro, talora brunastro. Si trova sopra tutto in Cornovaglia e nel Devonshire.

Adamite $Zn_2(OH)AsO_4$; i cristalli sono prismi rombici, simili a quelli della libethenite, ma piccoli e aggruppati, spesso poco distinti. Il colore è piuttosto vario, per lo più verdolino per tracce di Cu, o roseo per presenza di Co. Comune nelle miniere del Laurion, nell'Attica, con smithsonite, calamina, ecc.; si trova pure a Cap de Garonne nella Francia meridionale; in piccola quantità, con cassiterite e limonite, a Monte Valerio presso Campiglia Marittima.

La *descloizite* $(Pb,Zn)_2(OH)VO_4$ ha una composizione alquanto mutevole, così che ne furono descritte diverse varietà, tra le quali quella, detta *cuprodescloizite*, in cui una certa quantità di Cu sostituisce una quantità equivalente di Zn. I cristallini, del sist. rombico, sono bruni e brillantissimi, ma assai piccoli ed aggruppati. Il minerale si trova nella Sierra de Cordoba all'Argentina, nelle miniere d'argento della Lake Valley al Nuovo Messico, e presso Otavi, nel S. W. Africa; in piccolissima quantità fu rinvenuto a Bena (d)e Padru in Sardegna, con vanadinite, ecc.

Curiosa sopra tutto per le sue giaciture è la *struvite*, fosfato idrato ammonico-magnesiaco $(NH_4)MgPO_4 . 6H_2O$; cristallizza nel sist. rombico, cl. della calamina, in forme combinate nelle quali la polarità dell'asse verticale è oltremodo evidente. I cristalli, bianchi se puri, o bruni per impurità, si trovano

Digitized by Google

dove sostanze organiche fosforate abbiano subìto processi di lenta alterazione o trasformazione: in antiche fogne di Homburg e Braunschweig; in una terra torbosa presso Amburgo; nel guano di Ballarat in Australia.

Un gruppo di fosfati e arseniati idrati abbastanza notevoli, anche per la loro frequenza, è quello detto della vivianite.

La *vivianite* è fosfato ferroso idrato $Fe_3(PO_4)_2 . 8H_2O$; cristallizza nel sistema monoclino, in forme prismatiche, spesso riunite in gruppi raggiati; notevole la facile e perfetta sfaldatura secondo {010}. Durezza = 2. P. spec. = 2,7. Lucentezza vitrea o madreperlacea; il minerale, presso a poco incoloro se inalterato, è ordinariamente di una bella tinta azzurro-indaco, talora traente al verdastro, con fortissimo pleocroismo; il fenomeno è dovuto ad ossidazione per opera dell'ossigeno atmosferico. Bei cristalli si trovano: a Leadville, nel Colorado; a Bodenmais, in Baviera, sulla pirrotite; e a S. Agnes in Cornovaglia; vivianite fu pure osservata nelle cavità di ossa fossili; allo stato pulverulento, terroso, con tinta azzurra caratteristica, è assai comunemente diffusa nelle torbe e nelle argille torbose della Germania settentrionale. Anche nelle argille di varie località italiane (per es. nella miniera cinabrifera di Pietrineri, pr. Bagni S. Filippo, nel M. Amiata) è abbastanza frequente la vivianite terrosa.

La *simplesite*, arseniato dello stesso tipo di costituzione, e cioè $Fe_3(AsO_4)_2 . 8H_2O$, pure monoclino, fu trovata, in aggregati finamente fibrosi, di colore azzurro-indaco, o verdastro, a Riu Planu, presso Castangias, in Sardegna.

L'*eritrite* $Co_3(AsO_4)_2 . 8H_2O$, isomorfa con le due precedenti, è raramente in cristalli distinti; gli individui

Digitized by Google

cristallini allungati, nei quali è spesso ben riconoscibile la perfetta sfaldatura {010}, sono di solito riuniti in gruppi raggiati. Il colore è un rosso-fior di pesco oscuro; col riscaldamento il minerale diventa azzurro, per perdita d'acqua. L'eritrite è un frequentissimo prodotto di alterazione dei minerali arsenicali di cobalto (cobaltite, smaltite), sui quali forma spesso patine rosee terrose, notissime sotto il nome di *fiori di cobalto*, nell'Assia, in Turingia, nell'Erzgebirge, in Norvegia, ecc.

Annabergite è chiamato il corrispondente arseniato idrato di nichelio $Ni_3(AsO_4)_2.8H_2O$; di solito questo è terroso, e si presenta come *fiori di nichelio*, di color verde-pomo, sulla niccolite e altri minerali arsenicali nicheliferi; comune nell'Erzgebirge, fu rinvenuto anche a Cortabbio, in Valsàssina, sulla niccolite.

Monoclina, isomorfa con le specie precedenti, è anche la rarissima *hörnesite*, arseniato di magnesio idrato $Mg_3(AsO_4)_2.8H_2O$, che ricordiamo brevemente perchè da poco ritrovata, in esilissimi cristallini lamellari, bianchi, nel tufo vulcanico di Fiano, in Campania.

Un arseniato ferrico idrato è la *scorodite* $FeAsO_4.2H_2O$, rombica, verdognola, formata spesso per alterazione dell'arsenopirite; tra le località principali ricorderemo Schwarzenberg in Sassonia, Lölling in Carinzia, e Nertschinsk nella Siberia orientale.

La *fosfosiderite* è invece un fosfato ferrico, pure idrato, $4FePO_4.7H_2O$; fu osservata, come grande rarità, in bei cristalli rombici, violacei, insieme con anglesite violetta, nella miniera di San Giovanneddu (Iglesias).

Arseniato acido idrato è la *farmacolite* $HCaAsO_4.2H_2O$; rara in cristalli monoclini, di solito è in aghetti o fibrille sottili, o aggregati fibrosi, bianchi o rosei;

Digitized by Google

è abbastanza diffusa, come prodotto di alterazione di minerali arsenicali (*fiori d'arsenico*), nell'Assia, nell'Erzgebirge, a Freiberg, ecc.

Come un antimoniato idrato o basico di piombo viene interpretata la *bindheimite*, prodotto di alterazione, per lo più giallastro, compatto o terroso, di solfosali diversi; si trova citata di qualche località sarda (Arenas), ma non si può escludere che si tratti di una miscela, anzichè di un minerale omogeneo, a composizione definita.

WAVELLITE.

Comp. chim. — $(AlOH)_3(PO_4)_2.5H_2O$; talora è alquanto fluorifera.

Forma cristallina. — Rari i cristalli, rombici, prismatici allungati o aciculari; ordinariamente il minerale si presenta in sferette o gruppi, a struttura elegantemente raggiata (Tav. XLVI).

Durezza = 3½. *P. spec.* = 2,3.

Il colore è molto vario; si trova anche wavellite bianca, ma più spesso è verde, o grigia, o gialliccia. Al cannello si gonfia e si sgretola, ma non fonde, e colora la fiamma in verdolino. Solubile in HCl.

Giaciture e località. — Si trova nei litoclasi degli scisti argillosi o silicei, o delle arenarie: a Barnstaple nel Devonshire; a Langenstriegis, presso Freiberg; presso Giessen, nell'Assia; a Cerhoviç pr. Beraun in Boemia; a Magnet Cove nell'Arkansas, ecc. Rara in Italia, fu osservata nelle rocce trachitiche della Tolfa presso Civitavecchia, e di Manziana presso il Lago di Bracciano.

Digitized by Google

Turchese.

Comp. chim. — La composizione sembra corrispondere alla formula $(CuOH).6[Al(OH)_2].H_5.(PO_4)_4$.

Forma cristallina. — Estremamente rari sono i cristalli, triclini, riuniti in gruppetti raggiati; ordinariamente la turchese si presenta in piccole masserelle compatte, opache, o come riempimento di spaccature entro a rocce alterate.

Durezza = $5\,^1/_2$. *P. spec.* = 2,7 circa, ma alquanto variabile.

Lucentezza assai tenue, ceroide; colore azzurro pallido caratteristico, talora traente al verdognolo.

Giaciture e località. — La turchese più pregiata è quella che si trova, come riempimento di litoclasi e cavità, in una trachite alterata presso Nischapur, nella Persia settentrionale. Se ne trova pure: presso il Monte Sinai; nel Nuovo Messico; nell'Arizona, ecc. Turchesi verdi sono state rinvenute presso Jordansmühl in Slesia, e in altre località europee. Cristallizzata, fu rinvenuta presso Lynch Station, Campbell Co., Virginia.

Usi della turchese. — La turchese di bella tinta, e specialmente quella di un azzurrino puro, senza sfumature verdi, è molto usata come pietra preziosa; anche nell'Oriente è pregiatissima.

In sostituzione della turchese, come pietra ornamentale, si adoperano pure assai frequentemente altri fosfati compatti, opachi, azzurrognoli. Turchese occidentale, od *odontolite*, è chiamata una sostanza molto adoperata a tale scopo, risultante da ossa o denti fossili, divenuti azzurrognoli probabilmente per formazione di vivianite diffusa.

Una certa rassomiglianza con la turchese presenta

la *variscite*, fosfato idrato $AlPO_4.2H_2O$; fu osservata in piccola quantità nel Sarrabus.

Ricorderemo appena di sfuggita la *farmacosiderite* $(FeOH)_3(AsO_4)_2.5H_2O$, monometrica; i cristallini, verdi o verdastri, brillantissimi, sono per lo più combinazioni del cubo con un tetraedro; si trova principalmente in Cornovaglia, con minerali di rame e ferro; piccoli cristallini a Riu Planu, presso Castangias, in Sardegna.

Abbastanza noto come curiosità, ma raro, è quel fosfato basico di piombo ed alluminio, di composizione complessa e incostante, che è la *plumbogummite*, o piombo-gomma; forma masserelle concrezionate, stalattitiche o reniformi, zonate, brunastre, con lucentezza grassa, translucide, e talora alquanto simili per aspetto alla gomma arabica; la località più nota è Huelgoet in Bretagna.

Il *gruppo dell'uranite* comprende tre specie molto simili per la forma e l'aspetto, contenenti uranio, e precisamente: l'*autunite*, o calcio-uranite $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2.8H_2O$; la *torbernite*, o cupro-uranite, $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2.8H_2O$ [1]; e la *zeunerite* $Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2.8H_2O$.

Tutte e tre cristallizzano in forme del sistema tetragonale, o pseudo-tetragonali, tabulari secondo la base, o lamellari, con sfaldatura basale perfetta e facilissima, micacea, tanto che spesso queste tre specie sono chiamate *miche d'uranio*, benchè con le vere miche, le quali sono silicati, nulla abbiano che fare. La lucentezza è madreperlacea, viva, specie sulle

[1] Alcune varietà di torbernite contengono $12\,H_2O$; ma $4\,H_2O$ si eliminano in essiccatore, alla temperatura ordinaria.

Digitized by Google

facce di sfaldatura. Il colore è giallo verdognolo nell'autunite; verde-erba o verde-smeraldo nella torbernite e nella zeunerite. La distinzione fra le tre specie, quando si tratti di esilissime laminette, non è sempre molto agevole, ed esige ricerche ottiche precise. Tutte e tre sono solubili in HNO_3.

Località classiche e molto note sono: Autun e S. Yrieix presso Limoges, in Francia, il distretto di Guarda, prov. di Beira, nel Portogallo, e il Mount Painter nel Sud Australia, per l'autunite; Redruth in Cornovaglia, e la regione del Katanga nel Congo Belga per la torbernite; nell'Erzgebirge (Schneeberg, Schlaggenwald, Zinnwald) si trovano entrambe, come pure la zeunerite. Tracce di zeunerite si sono trovate all'Isola di Montecristo; di torbernite nella pegmatite di Piona sul Lago di Como, e nel granito di Montorfano; quantità abbastanza notevole di autunite a Lurisia (Roccaforte di Mondovì), nei litoclasi di un gneiss. L'autunite è uno dei minerali dai quali si pratica l'estrazione del radio.

Notevole per il forte contenuto in radio è anche la *carnotite*, vanadato idrato di uranio e potassio; in masse gialle, pulverulente, si trova nell'arenaria di Montrose Co., Colorado, nell'Utah, e al M. Painter nel Sud Australia.

Simile, e forse identica, pare la *vesbina*, che in esilissime patine gialle copre le fenditure della lava del 1631, al Vesuvio.

c) *Nitrati*.

Sodanitro.

Comp. chim. — $NaNO_3$.

Forma cristallina. — Sist. trigonale, cl. della cal-

Digitized by Google

cite, con angoli molto vicini e sfaldatura analoga a quella dei carbonati trigonali. In natura il sodanitro non è mai ben cristallizzato, e si presenta in masse granulari cristalline, bianche o variamente tinte da impurità.

Solubile nell'acqua; igroscopico; mescolato con polvere di carbone, deflagra.

Giaciture e località. — Questo minerale si presenta, in masse impure di sostanze terrose e di altri sali, come solfato e cloruro di sodio, presso la superfice del suolo, in estesissimi giacimenti nel Chile settentrionale, nelle province di Tarapacà e Antofagasta, regioni sub-desertiche, estremamente aride; è noto perciò generalmente sotto il nome di *nitro del Chile*. Il sodanitro greggio, o *caliche*, come viene chiamato localmente, è coperto da strati sabbiosi poco potenti, con efflorescenze saline, e forma banchi della potenza di 1-2 metri, riposanti sopra un letto ciottoloso di età non molto antica.

Usi del sodanitro. — Il caliche viene lisciviato con acqua, e il sodanitro si lascia cristallizzare per raffreddamento, dalla soluzione satura a caldo. Esso costituisce un fertilizzante azotato di grandissima importanza e di larghissimo impiego. Serve pure a preparare artificialmente il nitro vero, o nitrato potassico, assai scarso in natura.

Nel caliche è contenuto, in quantità esigua, un jodato di calcio, la *lautarite* $Ca(JO_3)_2$; questo basta perchè le acque madri della cristallizzazione del sodanitro costituiscano una delle principali fonti per la estrazione di quell'alogeno importante e costoso che è lo jodio.

Digitized by Google

5. Alluminati, ferriti. — Manganiti Borati, uranati.

a) *Alluminati, ferriti.*

Questo gruppo è rappresentato in particolare dai minerali della famiglia degli spinelli, che il Dana colloca tra gli ossidi, in un gruppo da lui detto intermedio, di tipo $R''O.R_2'''O_3$. In realtà si tratta di veri sali.

Spinello.

Comp. chim. — Essenzialmente data da $MgAl_2O_4$; ma Mg è spesso sostituito in notevoli proporzioni da Fe'', o anche da Mn o Zn; e Al è sostituito pure in parte da Fe''' o Cr''': si ha così lo sviluppo di una ricca e complessa serie di sali, perfettamente isomorfi tra loro, e miscibili nelle più diverse proporzioni, detta serie o *gruppo degli spinelli*. A questo gruppo appartengono pure la cromite $FeCr_2O_4$, e la magnetite $Fe''Fe_2'''O_4$, delle quali sarà detto in modo particolare più avanti.

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. della fluorite. I cristalli sono sempre ottaedrici, spesso geminati secondo {111} come mostra la fig. 101, pag. 126; brillanti, ma piccole faccette di altre forme si aggiungono talora (fig. 42, pag. 74).

Durezza = 8. *P. spec.* = 3,5 nello spinello puro, di Mg e Al.

Lucentezza vitrea; colore rosso-rubino o roseo nella varietà detta *spinello nobile*, che contiene tracce di cromo; verde-bottiglia o verde nerastro nella va-

Digitized by Google

rietà ferrifera, detta *pleonasto*; bruno nella varietà cromifera, detta *picotite*; l'azzurro e il violetto sono più rari.

Al cannello è infusibile; inattaccabile dagli acidi, compreso il fluoridrico.

Giaciture e località. — Lo spinello nobile, rosso, si trova specialmente nei calcari metamorfici di Ceylan, del Siam, della Birmania, donde passa, per disgregazione della roccia includente, nelle alluvioni gemmifere, dalle quali particolarmente si ricava. Il pleonasto si trova in splendidi cristallini nei projetti vulcanici del Vesuvio, del Lazio, e nelle rocce metamorfiche per contatto della Val di Fassa, nel Trentino. Spinelli si trovano poi come componenti accessori in varie rocce eruttive povere di SiO_2 e ricche di MgO (peridotiti).

Usi dello spinello. — Quello nobile, rosso, è usato come gemma, sotto il nome di *rubino spinello*, o, se pallido, di *rubino balascio*. Anche quello azzurro è impiegato qualche volta come pietra preziosa. Le varietà nobili di spinello si possono ottenere oggi per via sintetica, analogamente a quelle di corindone.

Uno spinello verde nerastro, di composizione $FeAl_2O_4$, che si trova anche in Valtellina, è l'*ercinite*. Uno spinello di zinco è invece la *gahnite* $ZnAl_2O_4$, che si presenta in bei cristallini di colore azzurro cupo, in un calcare metamorfico per contatto a Tiriolo, presso Catanzaro. Una più complicata miscela di ossidi forma poi il minerale noto sotto il nome di *franklinite* $(Fe,Zn,Mn)''(Fe,Mn)_2'''O_4$; esso si rinviene in grossi e splendidi ottaedri neri, a polvere nero-bruna, interclusi in un calcare cristallino nel giacimento zincifero di Franklin Furnace, nel New Jersey, con zincite, ecc.

Più importante è la *cromite* $FeCr_2O_4$. Questa è

Digitized by Google

raramente ben cristallizzata, e di solito forma masse granulari, di colore bruno scuro, con p. spec. = 4,5 circa, infusibili, inattaccabili dagli acidi. Caratteristica la tinta verde-smeraldo che essa impartisce alla perla di borace, alla fiamma riducente. È il più importante minerale del cromo, e si trova a Kraubat in Stiria, in Macedonia, e negli Urali; abbondante particolarmente nell'Asia Minore, nell'India, nella Rhodesia e nella Nuova Caledonia. Negli ultimi tempi se ne ricavarono quantità abbastanza ragguardevoli dalle serpentine di varie località nell'Isola di Rodi; recentemente furono pure scoperti giacimenti di cromite nell'alta Valle della Vara (Riviera di Levante). Tracce di cromite furono osservate anche in qualche serpentina alpina (Franscia in Val Malenco). Uno spinello cromifero, intermedio per composizione tra la picotite e la vera cromite, è quello di Jano in com. di Montajone (prov. di Firenze), dove il minerale forma piccole masse tra serpentine e diabasi.

MAGNETITE.

Comp. chim. — $Fe''Fe_2'''O_4$ (ossigeno 27,6, ferro 72,4 %; ossia: ossido ferrico 69,0, ossido ferroso 31,0 %). Forma parte del gruppo isomorfo degli spinelli, come già abbiamo notato.

Forma cristallina. — Sist. monometrico, cl. della fluorite. I cristalli sono ordinariamente ottaedrici, semplici o geminati secondo {111}. Si trovano pure cristalli rombododecaedrici, e non mancano quelli ricchi di numerose e brillanti faccettine di diverse altre forme. Le facce di {110} sono spesso striate secondo la diagonale lunga, cioè in senso parallelo alla loro intersezione con quelle di o = {111} (v. fig. 246).

Digitized by Google

Sfaldatura vera non si osserva; qualche volta si può rilevare solo una pseudo-sfaldatura ottaedrica.

Durezza = 6. *P. spec.* = 5,2.

Lucentezza metallica; colore nero-ferro; il colore della polvere è nero.

Caratteristica la facilissima attirabilità all'ago calamitato; qualche volta il minerale è magnetipolare. Lentamente e difficilmente solubile in HCl.

Giaciture e località. — I più bei cristalli sono quelli che si trovano nei litoclasi degli scisti cristallini e delle serpentine alpine: in Val Malenco, nella Valle di Binn, nella Valle di Pfitsch, e nel Tirolo. Grossi e splendidi i cristalli di Traversella, presso Ivrea, provenienti dal già ricordato banco metallifero di contatto. All'Elba si ha la magnetite, per lo più compatta, in discreta quantità, a Capo Calamita. Cristallini piccoli, brillantissimi, si trovano pure in Val di Fassa, e nei projetti vulcanici del Vesuvio e del Lazio.

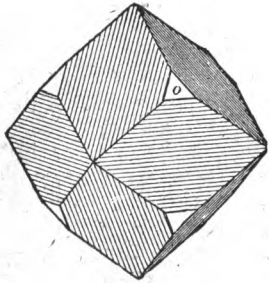


Fig. 246.

Masse imponenti di magnetite compatta, oggetto di coltivazione mineraria intensa, sono quelle della Svezia (Kiirunavaara, Luossavaara, Gellivare) e degli Urali centrali; cospicuo sembra pure il giacimento di magnetite compatta intercluso nelle serpentine di Cogne (Val d'Aosta).

Usi della magnetite. — È uno dei migliori minerali per l'estrazione del ferro.

Uno spinello molto simile alla magnetite è la *magnesioferrite* $MgFe_2O_4$, trovata sulle scorie laviche del Fosso di Cancherone al Monte Somma.

Crisoberillo.

Comp. chim. — $BeAl_2O_4$. Questo alluminato di berillio è, dal punto di vista chimico, uno spinello; ma si distacca dal gruppo degli spinelli propriamente detti per la forma cristallina, che non è monometrica.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina:

$$a : b : c = 0{,}4701 : 1 : 0{,}5800$$

$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 50°,21'$$
$$(011) \wedge (0\bar{1}1) = 60{,}14.$$

Cristalli di solito prismatici, più o meno appiattiti, geminati secondo una faccia del prisma {031}; talora il gruppo è a V, formato di due soli individui, talora è costituito da tre individui, e tipicamente pseudo-esagonale, come nella aragonite. Uno di questi trigeminati, a tipo pseudo-esagonale, è quello della figura 247, nella quale la faccia striata a contorno esagonale è {100}, $o = \{111\}$, $n = \{121\}$.

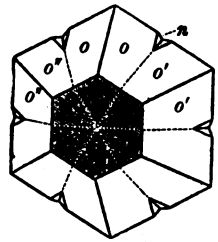


Fig. 247.

Sfaldatura distinta secondo {010}.

Durezza = 8½. *P. spec.* = 3,7.

Lucentezza adamantina, se in esemplari limpidi. Il colore più frequente è un verde gialliccio chiaro; verde-smeraldo nella varietà detta *alessandrite*, la quale, vista a luce di candela, presenta invece una tinta rosso-violacea.

Digitized by Google

La varietà detta *cimofane*, od *occhio di gatto nobile*, od orientale, possiede una speciale lucentezza sericea interna, come di minerale fibroso, che spicca specialmente sulla pietra tagliata *en cabochon*, ossia « a goccia di sevo », ed è simile a quella dell'occhio di gatto comune, dell'occhio di tigre, ecc.

Infusibile al cannello; inattaccabile dagli acidi.

Giaciture e località. — In cristalli grandi, ma semiopachi, si trova il crisoberillo in alcune pegmatiti (rocce granitiche filoniane a grossa grana) delle Prealpi Lombarde, specialmente presso Olgiasca, sul Lago di Como, e presso Sóndalo in Valtellina. Come estrema rarità fu trovata una varietà verde simile all'alessandrite nella dolomia di Campolongo, insieme a corindone. L'occhio di gatto orientale viene da Ceylan e dal Brasile; l'alessandrite dalla Tokowaja, negli Urali.

Usi del crisoberillo. — Il cimofane e l'alessandrite costituiscono gemme assai ricercate e preziose.

b) *Manganiti.*

A questo gruppo spettano due minerali che il Dana considera quali ossidi intermedi, ravvicinandoli agli spinelli.

La *hausmannite* $Mn_2''Mn''''O_4$ è tetragonale; i cristalli sono bipiramidi tetragonali, che somigliano grossolanamente ad ottaedri monometrici; colore nero, polvere bruna; non è rara in Svezia, nell'Harz, in Turingia, ecc.

Pure tetragonale, ma più distintamente pseudomonometrica, per gli angoli della sua bipiramide quadrata fondamentale, assai prossimi a quelli dell'ottaedro, è la *braunite*, di composizione $Mn''Mn''''O_3$, con piccole quantità di SiO_2 che sembrano sostituire

Digitized by Google

MnO_2, colore nero o nerastro, lucentezza submetallica. Oltre che nell'Harz, in Turingia e in Svezia, dove è abbondante, si trova a S. Marcel in Val d'Aosta, con altri minerali di manganese molto interessanti.

c) *Borati.*

Boracite.

Comp. chim. — $Mg_7Cl_2B_{16}O_{30}$.

Forma cristallina. — Per la forma esterna i cristalli spettano al sist. monometrico, cl. della blenda; ordinariamente sono combinazioni del cubo col rombododecaedro e coi due tetraedri, uno dei quali più sviluppato dell'altro. La polarità dei $4A_3$ si può agevolmente porre in luce mediante la prova di piroelettricità. Ma alla temperatura ordinaria la boracite non è monorifrangente, bensì risulta costituita da un complesso sistema di lamelle birifrangenti biassiche, geminate polisinteticamente in modo da simulare un cristallo monometrico. A 265° C. però la boracite diventa monorifrangente, per riprendere ancora la sua birifrangenza col raffreddamento al disotto di questa temperatura di trasformazione. Si ammette perciò, come per la leucite, che il minerale sia dimorfo enantiotropo: al disopra di 265° è stabile la modificazione monometrica, al disotto di 265° è stabile la modificazione birifrangente biassica (rombica ?). Poi che il minerale si è formato certamente a temperatura inferiore a 265°, se ne deduce che nella considerazione dei così detti *termometri geologici* è necessaria molta prudenza, essendo possibile la formazione di una modificazione, o fase, di un composto polimorfo, anche in condizioni nelle quali essa deve considerarsi instabile.

Digitized by Google

Durezza = 7. *P. spec.* = 3 circa.

Lucentezza vitrea; colore bianco o grigio, o verdolino chiaro.

La boracite si presenta frequentemente in forma di piccoli e nitidi cristalli interclusi nel gesso, presso Lüneburg nell'Hannover, e presso Segeberg nell'Holstein; si trova anche nella carnallite di Stassfurt, così in cristallini, come in masse compatte (*stassfurtite*).

Borace.

Comp. chim. — $Na_2B_4O_7.10H_2O$.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio. I cristalli sono prismatici, con prevalenza del prisma verticale {110}, alquanto schiacciati secondo il pinacoide {100}.

Il borace non è stabile all'aria, perchè tende a perdere acqua, intorbidandosi e cadendo in polvere. È solubile nell'acqua; fusibile con rigonfiamento considerevole; seguitando a scaldare, si ottiene una massa vitrea, limpida, incolora.

Giaciture e località. — Si trova sciolto nell'acqua di laghetti (laghi boraciferi) nella California, nel Nevada e nel Tibet; durante la stagione secca, nel fango delle rive si depongono cristalli.

Usi del borace. — Il borace naturale (*tinkal*) del Tibet e della California ha oggi nell'industria una importanza molto minore di quello preparato dalla sassolite e da altri composti naturali del boro. Si usa per aggiunta all'amido da stirare; nella saldatura dei metalli; in chimica per i saggi alla perla; in farmacia; nella tintoria; nell'arte vetraria, nella smalteria, ecc.

Paternoite fu chiamato un borato di magnesio

Digitized by Google

$H_8MgB_8O_{17}$, che in masse cristalline aggregate bianche fu rinvenuto nel giacimento salifero di Monte Sambuco, presso Calascibetta, in Sicilia; è forse da interpretare come un borato idrato $MgB_8O_{13}.4H_2O$.

Un borato che si presenta in gruppi di magnifici cristalli monoclini, incolori o bianchi, è la *colemanite* $Ca_2B_6O_{11}.5H_2O$, proveniente dalla S. Bernardino Co. in California e dal Nevada, regioni nelle quali costituisce masse di notevole importanza industriale.

Analoga, ma compatta, in noduli bianchi di aspetto ceroide o alabastrino, inclusi nel gesso, è la *pandermite*, dell'Is. Panderma, sul Mar di Marmara, dove è attivamente coltivata.

Una certa importanza come minerale del boro ha pure la *ulexite*, o *boronatrocalcite* $NaCaB_5O_9.8H_2O$; questa costituisce masse bianche, leggere, soffici, a struttura fibroso-intrecciata o feltrata, nei giacimenti di sodanitro del Chile, dove è chiamata *tiza*; in grandi quantità nella Esmeralda Co., Nevada.

Nella regione dei soffioni boriferi, in Toscana, si trova più o meno abbondante, in croste cristalline, o in masse compatte o farinose biancastre, un borato caratteristico, la *larderellite* $(NH_4)_2B_{10}O_{16}.5H_2O$. Molti dubbi si possono nutrire invece sulla reale esistenza di altre specie descritte per quei giacimenti e cioè la *bechilite* $CaB_4O_7.4H_2O$; e la *lagonite* $2FeB_3O_6.3H_2O$.

d) *Uranati*.

Uraninite.

Comp. chim. — Probabilmente è un uranato complesso, di uranio e piombo, e la formula se ne può forse scrivere $(U,Pb_2)_3(UO_6)_2$; ma oltre all'uranio e

Digitized by Google

al piombo altri elementi vi si trovano in variissime proporzioni, come Fe, Ca, Ba, Y, Ce, La, Th, As, Bi, e, ciò che sopra tutto è importante, tracce di radio; inoltre elementi gasosi, come argon ed elio.

Durezza varia, da 4 a 6; *p. spec.* pure assai vario, ordinariamente superiore a 6, spesso anche molto più elevato, fino a 9,5.

Forma cristallina. — Sist. monometrico; ordinariamente in ottaedri; di solito però è in masse compatte, nere, di aspetto e lucentezza come di pece, onde il nome tedesco di *Pechblende*.

Infusibile al cannello; solubile facilmente in acido nitrico; la soluzione, liberata per evaporazione dall'eccesso di acido, e ripresa con acqua acidulata con acido acetico, dà con un granello di acetato sodico la splendida e nitida reazione microchimica dell'uranio (pag. 260).

Sensibilmente radioattiva.

Giaciture e località. — In cristalli ottaedrici interclusi in rocce granitiche trovansi in Norvegia le varietà chiamate *bröggerite*, *cleveite*, ecc. Ma la giacitura caratteristica dell'uraninite picea, in masse coltivabili, è nei filoni argentiferi dell'Erzgebirge, specialmente a Joachimsthal in Boemia, e a Johanngeorgenstadt in Sassonia; in condizioni analoghe a Pribram in Boemia, e in Cornovaglia. Abbondante è pure l'uraninite nei Monti Uluguru (Africa orientale), dove è, presso la superfice, alterata abbastanza profondamente in un prodotto di color giallo, composto essenzialmente di carbonato di uranile $UO_2.CO_3$, che fu chiamato *rutherfordite*. Importantissimo è poi il giacimento filoniano di uraninite di Chinkolobwe (Kasolo), nel Congo Belga. Tracce estremamente rare ne furono trovate entro la pegmatite di Olgiasca, sul Lago di Como.

Prodotti di alterazione della uraninite, ordinaria-

Digitized by Google

mente pulverulenti e di colore giallo vivo, sono la *uranocra*, la *uranopilite*, ecc.; masse compatte, giallastre o rossastre, forma invece la così detta *gummite*.

Aggiungeremo che a Chinkolobwe, per alterazione della uraninite, hanno preso origine vari interessanti minerali, studiati solo in questi ultimi tempi, e riconosciuti in gran parte come specie nuove per la scienza. Crediamo utile di ricordare qui i principali, in appendice al minerale originario, senza riguardo al posto che spetterebbe ad ognuno di essi nella classificazione. Oltre alla ricordata gummite, mal definita, ed alla torbernite, abbondante, si hanno le specie seguenti:

Becquerélite, $UO_3.2H_2O$, in cristalli rombici, di un giallo d'ambra scuro.

Schoepite, della stessa composizione chimica del precedente minerale, in cristalli giallo-canarino, a lucentezza adamantina, pure rombici, ma con altra forma fondamentale. Si tratta cioè di due modificazioni, tra loro eteromorfe, di una stessa sostanza.

Curite, $2PbO.5UO_3.4H_2O$, in cristallini aciculari molto piccoli, o in masse compatte, di un bellissimo colore rosso-arancio carico.

Soddite, $12UO_3.5SiO_2.14H_2O$, in cristallini rombici bipiramidati, di color giallo chiaro.

Kasolite, $3PbO.3UO_3.3SiO_2.4H_2O$; cristallini monoclini, o aggregati fibrosi, di color giallo d'ambra, o giallo bruno.

Dewindtite, $4PbO.8UO_3.3P_2O_5.12H_2O$; cristalli gialli, o masse pulverulente, in miscela con torbernite.

Parsonsite, $2PbO.UO_3.P_2O_5.H_2O$; masse pulverulente cristalline, di color cioccolato; come la precedente specie, mista a torbernite.

Usi della uraninite. — Si adopera per la preparazione di colori per il vetro e la porcellana, e dell'acetato di uranile, reattivo molto usato in chimica. Ma

Digitized by Google

l'importanza maggiore della uraninite, che è dovunque ricercata con febbrile attività, è dovuta al suo contenuto in radio; benchè non ve ne siano presenti che tracce infinitesime, è nella uraninite che il radio fu scoperto, e ancora oggi essa e i suoi prodotti di alterazione costituiscono una delle principalissime fonti da cui si ricava il prezioso elemento (v. anche: autunite, torbernite, carnotite).

Notevole per la sua intensa radioattività è pure un minerale scoperto a Ceylan, in giacimenti gemmiferi alluvionali: la *torianite*, composta essenzialmente da ossidi di uranio e di torio; forma cristallini cubici neri o bruni, con durezza = 7, ed elevato p. spec. Fu poi trovata anche al Madagascar, ma sempre in piccole quantità.

6. Solfati, cromati.

a) *Solfati e cromati anidri.*

Baritina.

Comp. chim. — $BaSO_4$.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina:

$$a : b : c = 0{,}8152 : 1 : 1{,}3136.$$

$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 78°,22\,\tfrac{1}{2}'$$
$$(102) \wedge (\bar{1}02) = 77{,}43$$
$$(011) \wedge (0\bar{1}1) = 105{,}26.$$

I cristalli di baritina sono molto comuni, ben sviluppati, e non raramente raggiungono dimensioni notevoli; frequente è l'abito tabulare secondo la

Digitized by Google

base {001}; comuni sono pure i cristalli allungati secondo l'asse *y*, con grande sviluppo di un prisma {102}, oppure secondo l'asse *x*, come si vede nella Tav. XLVII; v. anche la fig. 91, a pag. 115.

Sfaldatura perfetta e facile secondo {001}; facile, ma un poço meno perfetta, secondo {110}.

Durezza = 3. *P. spec.* = 4,5.

Lucentezza vitrea; i cristalli puri sono incolori o bianchi, ma la baritina è un minerale allocromatico, tinto assai spesso in colori svariati, e non di rado vivaci ed eleganti: giallo, verdolino, azzurro chiaro, brunastro.

Insolubile in acqua e negli acidi. Al cannello, sul carbone, con Na_2CO_3, si riduce a solfuro, dal quale con una goccia di HCl si ha svolgimento di H_2S, dal caratteristico odore. Fusa con Na_2CO_3 si trasforma in carbonato, dal quale con HCl, previa lisciviazione con acqua, per eliminare il solfato sodico prodotto dalla reazione, si ha cloruro di bario, che tinge in verdastro la fiamma.

Giaciture e località. — I più bei cristalli sono quelli che ornano le druse di moltissimi giacimenti metalliferi: in Sardegna a Montevecchio, con galena, e a Narbolia, con pirite; a Brosso e Traversella, con pirite e magnetite; nel territorio di Varese, con galena argentifera, se ne trovano esemplari magnifici. Baritina compatta, bianca o biancastra (*spato pesante*), in potenti filoni coltivati industrialmente, si rinviene da noi specialmente in Valsàssina, a Cortabbio e Primaluna, e a Camisolo, con galena, blenda, ecc. Nel Bolognese si hanno grossi noduli raggiati nelle argille di Monte Paderno (*pietra fosforica di Bologna*); bei cristalli nelle septarie di Monte Veglio, pure nel Bolognese, e della Vernasca nell'Appennino piacentino. Anche ben cristallizzata è la baritina di Calafuria in quel di Livorno, entro all'arenaria; ma

Digitized by Google

difficile e troppo lungo sarebbe enumerare tutte le località italiane degne di nota.

Tra i giacimenti esteri ricorderemo: le miniere di Freiberg, in Sassonia; di Clausthal, nell'Harz; di Přibram, in Boemia; di Felsöbanya, in Ungheria; e particolarmente quelle piombifere della Cornovaglia, del Derbyshire e del Cumberland, famose per aver fornito a tutte le collezioni i cristalli più vistosi e più elegantemente policromi.

Usi della baritina. — È la materia prima principale per la preparazione dei composti di bario. Il suo alto peso specifico la fece molto impiegare come sostanza adulterante per le farine, lo zucchero, per aggiunta alla carta da involgere sostanze alimentari, ecc.; questi usi, proibiti dalla legge, sono oggi in notevole diminuzione. Con baritina si spolverano gli stracchini per agevolarne la maturazione. Si adopera poi, macinata finissima, come *bianco fisso*, inalterabile, ma di debole potere ricoprente.

Celestina.

Comp. chim. — $SrSO_4$.

Forma cristallina. — Sist. rombico, cl. della baritina:

$$a : b : c = 0{,}7790 : 1 : 1{,}2801.$$

$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 75°{,}50'$$
$$(102) \wedge (\bar{1}02) = 78{,}49$$
$$(011) \wedge (0\bar{1}1) = 104{,}—.$$

Il solfato di stronzio è perfettamente isomorfo con quello di bario; i cristalli, che hanno di solito abito prismatico, allungato secondo l'asse x, come si vede nella fig. 248, dove $b = \{010\}$, $c = \{001\}$, $m = \{110\}$,

Digitized by Google

$d = \{102\}$, $o = \{011\}$, sono frequentemente raggruppati o riuniti in druse ricchissime. Più raro è l'abito tabulare secondo la base.

Sfaldatura {001} e {110}, come nella baritina.

Durezza = 3. *P. spec.* = 3,9.

Lucentezza vitrea; colore per lo più bianco, o lievemente azzurrognolo.

La celestina è insolubile negli acidi. Al cannello, sul carbone, con Na_2CO_3, dà solfuro, che trattato con HCl svolge H_2S. Fusa con Na_2CO_3, e dopo lisciviazione trattata con HCl, fornisce cloruro di stronzio, che tinge la fiamma in rosso vivo.

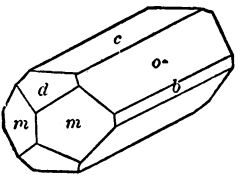


Fig. 248.

Giaciture e località. — La celestina è sopra tutto notevole perchè in grandi masse, formanti magnifiche druse cristallizzate, accompagna il solfo nei suoi giacimenti di Sicilia e di Romagna, con aragonite, gesso, calcite, ecc. In cristalli distintamente azzurri si trova nel Vicentino, sia entro ai basalti ed alle brecce basaltiche di Montecchio Maggiore, come entro ai polipai fossili di Monteviale. Nei giacimenti metalliferi, dove è assai meno comune della baritina, si trova in qualche località del Salzburg e dell'Ungheria. Comune è nelle marne e nei calcari di Bristol in Inghilterra, di Giershagen in Westfalia, di Mockatam in Egitto; rara nel calcare dell'Alpe di Seis, nell'Alto Adige; in vene a struttura fibrosa presso Jena, ecc. I più grossi cristalli conosciuti sono quelli che si trovano nel calcare di Put-in-Bay sul Lago Erie nel Nord America.

Usi della celestina. — Se ne preparano la stronziana caustica e gli altri sali di stronzio, usati specialmente in pirotecnica, per i fuochi rossi.

Digitized by Google

Anglesite.

Comp. chim. — $PbSO_4$.

Forma cristallina. — Anche l'anglesite è isomorfa con le due precedenti:

$$a : b : c = 0{,}7852 : 1 : 1{,}2894.$$

I suoi cristalli, variissimi di aspetto e di facies, sono per numero e splendore di faccette uno dei più begli esempi della classe bipiramidale rombica.

La *sfaldatura* {001} e {110} è meno facile e perfetta che nella baritina e nella celestina.

Durezza = 3. *P. spec.* = 6,3.

Lucentezza adamantina; i cristalli di solito sono trasparenti, incolori o brunicci; rarissimi e ricercati dai collezionisti quelli verdi.

Insolubile negli acidi. Al cannello, sul carbone, si riduce facilmente, dando globulo di piombo metallico e aureola giallo-bruna.

Giaciture e località. — L'anglesite è uno dei minerali formati per ossidazione superficiale della galena, entro alla quale si trova, con cerussite, fosgenite, ecc. in geodi di meravigliosi cristalli, nelle miniere dell'Iglesiente in Sardegna (Monteponi, Montevecchio, Malfidano, S. Giovanni, Gennamari, ecc.); rara, in minuscoli cristallini, in qualche miniera lombarda. Assai meno abbondante e meno bella che in Sardegna è nelle miniere dell'Inghilterra (Anglesea), della Scozia (Leadhills), del Baden, della Siberia (Nertschinsk), della Pennsilvania (Phönixville), ecc.

Digitized by Google

ANIDRITE.

Comp. chim. — $CaSO_4$.

Forma cristallina. — Il solfato anidro di calcio cristallizza nel sist. rombico, cl. della baritina, come i solfati di bario, di stronzio e di piombo, ma è semplicemente simmorfo e non isomorfo con essi:

$$a : b : c = 0{,}8933 : 1 : 1{,}0008$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 83°{,}33'$$
$$(102) \wedge (\bar{1}02) = 58{,}31$$
$$(011) \wedge (0\bar{1}1) = 90{,}3.$$

Gli angoli hanno, come si vede, valori che si staccano assai da quelli omologhi delle altre tre specie; diversa è inoltre la *sfaldatura*, la quale nell'anidrite avviene secondo i tre pinacoidi: perfettissima secondo {001}, meno perfetta secondo {010}, imperfetta secondo {100}.

Durezza = 3 ½. *P. spec.* = 2,9.

Lucentezza madreperlacea. Colore bianco, o violaceo pallido; talora grigio o rosso.

Poco e difficilmente solubile in acidi.

Alla superfice terrestre, sottoposta all'opera degli agenti atmosferici, lentamente si idrata, trasformandosi in gesso $CaSO_4.2H_2O$, con notevole aumento di volume.

Giaciture e località. — In cristalli, l'anidrite si trova specialmente nei giacimenti saliferi: a Stassfurt, in Prussia; ad Aussee, nell'Alta Austria; a Berchtesgaden, in Baviera; si presenta pure in grandi masse, spatiche o granulari, stratificate, alternanti col salgemma. Come roccia, in banchi e strati anche potenti, fu incontrata frequentemente nei grandi tra-

Digitized by Google

fori alpini (Colle di Tenda, Sempione); nei litoclasi di queste masse, di solito pallidamente ametistine, si rinvennero anche bei cristalli. Anidrite saccaroide bianco-grigiastra, di aspetto marmoreo, è la così detta *volpinite*, o « bardiglio di Bergamo », di Volpino, a N. di Lovere.

Usi dell' anidrite. — La volpinite viene adoperata come materiale da decorazione per interni; all'esterno è inservibile, causa la sua rapida gessificazione.

Solfato anidro di sodio è la *thenardite* Na_2SO_4, che si trova, in cristalli del sistema rombico, sulle rive di varî laghi salati, specie americani.

Al sist. monoclino appartiene la *glauberite* $Na_2SO_4 . CaSO_4$, presente in vari giacimenti saliferi; a Buompensiere in Sicilia se ne ha un banco abbastanza potente, misto ad anidrite, con mirabilite secondaria, tra i gessi della formazione solfifera e le sottostanti argille salifere. Particolarmente abbondante è a Villa Rubia, in Spagna; grandi cristalli vengono pure dal Borax Lake in California.

Un solfato doppio, anidro, di metalli alcalini è l'*aftitalite* od *aftalose*, $K_3Na(SO_4)_2$, contenente allo stato di soluzione solida quantità varie di Na_2SO_4. In cristalli del sistema trigonale, tabulari secondo la base, biancastri o azzurrastri per impurità, si trova come prodotto di fumarole, sublimata, nel cratere e sulle lave del Vesuvio e dell'Etna; fu rinvenuta anche nel salgemma di Racalmuto (Girgenti), ed a Stassfurt (*glaserite*).

Un cromato, assai notevole per la bellezza dei suoi cristalli, appartenenti al sistema monoclino, è la *crocoite* $PbCrO_4$. I cristalli, prismatici, e non rara-

Digitized by Google

mente molto allungati secondo l'asse verticale, hanno lucentezza adamantina, e colore rosso-aurora o rosso aranciato; la polvere è giallo-arancio. Si trova a Beresowsk, a Mursinka, a Nishne Tagilsk negli Urali; nel Brasile, Stato di Minas Geraes; i più bei cristalli vengono dalla Tasmania.

b) *Solfati basici e idrati.*

GESSO.

Comp. chim. — $CaSO_4.2H_2O$.

Forma cristallina. — Sist. monoclino, cl. dell'ortoclasio:

$$a:b:c = 0{,}6899:1:0{,}4124$$
$$\beta = 80°,42'.$$
$$(110) \wedge (1\bar{1}0) = 68°,30'$$
$$(111) \wedge (\bar{1}11) = 36,12$$
$$(110) \wedge (111) = 49,9.$$

La combinazione più comune è data da un prisma verticale $f = \{110\}$ con un prisma obliquo $l = \{111\}$ e con il pinacoide $b = \{010\}$, di solito molto sviluppato (fig. 249); si trovano però non di rado anche altre forme, talvolta con facce curve, come abbiamo veduto nella fig. 139 a pag. 161.

I geminati sono frequentissimi. Nei giacimenti saliferi prevale la geminazione secondo una faccia del 1° pinacoide $\{100\}$ (fig. 250); invece nei grandi cristalli del Bolognese, dei giacimenti solfiferi siciliani, ecc., la geminazione avviene secondo una faccia del pinacoide $\{101\}$, e le facce dei due individui sono tipicamente curve, per modo che i solidi di sfaldatura secondo $\{010\}$ presentano una forma caratte-

Digitized by Google

ristica, detta a *ferro di lancia*, come si vede bene nella Tav. XLVIII e nella fig. 251.

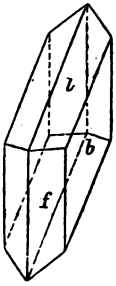


Fig. 249.

Sfaldatura facilissima e perfetta, speculare, secondo il piano di simmetria {010}; esistono poi due altre sfaldature, imperfette, secondo due pinacoidi perpendicolari a {010}; e cioè secondo {100} (sfaldatura detta *concoide*), e secondo {101} (sfaldatura detta *fibrosa*).

Durezza = 2; più bassa sulle facce di sfaldatura {010}, sulle quali il minerale si scalfisce con estrema facilità. *Peso spec.* = 2,3.

Lucentezza vitrea o madreperlacea. Il gesso ha struttura assai variabile; la varietà a grandi cristalli con perfetta sfaldatura {010} è chiamata *selenite*, o anche «specchio d'asino»; il minerale forma spesso aggregati, lamellari, o anche granulari saccaroidi, fino a compatti; le varietà compatte, translucide, ceroidi, son dette *alabastro gessoso*.

Nei litoclasi è frequente il gesso fibroso, che quando è puro ha una lucentezza sericea bellissima ed è chiamato *sericolite*.

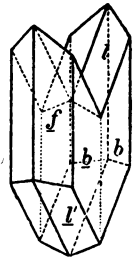


Fig. 250.

Fig. 251.

Il gesso è solubile nell'acqua, alla temp. ordin., nella misura di circa 2,5 gr. per litro; la solubilità aumenta con la presenza di sali alcalini. Solubile pure in acidi diluiti. Riscaldato al di sopra di 100°, perde acqua,

Digitized by Google

come tutti i sali idrati, prima solo in parte, riducendosi a $CaSO_4 . \frac{1}{2}H_2O$, poi, con più intenso riscaldamento, totalmente. Se non fu troppo fortemente scaldato per deacquificarlo, è suscettibile di riprendere l'acqua di cristallizzazione, così che impastato con poca acqua si trasforma in una massa coerente di gesso cristallino, *facendo presa*.

Giaciture e località. — Il solfato di calcio è uno dei sali abbondantemente sciolti nell'acqua marina, e poichè è relativamente poco solubile, è il primo composto che se ne depone per evaporazione; accompagna il salgemma in tutti i suoi giacimenti (talora è sostituito da anidrite), e si trova in potenti masse stratificate, di origine sedimentaria. Si forma pure frequentemente nei giacimenti metalliferi, per ossidazione dei solfuri, e reazione sul calcare dell'acido solforico e dei solfati solubili così prodotti.

Splendidi cristalli di gesso si trovano nel salgemma a Bex, Cant. di Vaud, in Svizzera; distinti pure quelli formati nelle camere di dissoluzione delle saline bavaresi ed austriache. Non meno belli, e più grandi, sono i cristalli a ferro di lancia dei giacimenti solfiferi di Sicilia, e delle gessaje dell'Emilia; brunicci o giallicci sono di solito i ferri di lancia di Montmartre e di altre località nel bacino di Parigi. Cristalli interclusi sono comuni in molte argille dell'Appennino. Limpidi ed incolori sono i cristalli di gesso della miniera antimonifera delle Cetine, nel Senese, come pure quelli che si traevano dalla miniera di cinabro di Cortevecchia (Grosseto); policromi non di rado quelli delle miniere piombo-zincifere del Laurion. La sericolite è comune nei litoclasi dei gessi appenninici; l'alabastro bianco puro si trae principalmente dalla Castellina Marittima in Prov. di Pisa, e da altre località toscane. Gesso compatto, granulare o scaglioso, è così abbondante in tutta Italia, che non è il caso di fare qui un elenco di località.

Usi del gesso. — Il gesso più puro, cotto a bassa temperatura, serve come gesso da modellatori; quello meno puro, cotto con minori precauzioni, è largamente impiegato come materiale cementante, per stucchi, ecc. Si adopera pure il gesso in agricoltura, in enologia, nella fabbricazione di carte, cartoni, ecc.

È stato assegnato il nome di *bassanite* ad una pseudomorfosi di solfato di calcio anidro su gesso, la quale, in cristallini bianchi, opachi, si trova nelle cavità di una tefrite leucitica, al Vesuvio: si tratta evidentemente di cristallini di gesso, disidradati dall'azione del calore.

Descriveremo qui più brevemente alcuni altri fra i numerosissimi solfati idrati e basici che si presentano in natura come minerali.

La *kieserite* $MgSO_4 . H_2O$, solfato di magnesio monoidrato, cristallizza nel sistema monoclino, ma si trova più spesso in masse compatte o granulari, bianche, grigie o giallognole, che all'aria sfioriscono e si sfarinano, assorbendo acqua. Abbondante nel giacimento salifero di Stassfurt, alternato con salgemma.

L'*epsomite*, o *sale amaro*, o sale d'Inghilterra, è invece solfato epta-idrato di magnesio $MgSO_4 . 7H_2O$; abbiamo già veduto come essa appartenga alla classe bisfenoidale rombica, della quale l'abbiamo scelta come rappresentante (pag. 117); è incolora, solubile nell'acqua, e ha un sapore salino amaro caratteristico. Si trova specialmente in soluzione nelle acque di alcune sorgenti (Epsom, in Inghilterra), o di laghi salati, e nel mare. Come efflorescenza alla superfice del suolo si presenta particolarmente nelle steppe della Russia meridionale. Molto usato come purgante il composto artificiale corrispondente.

Digitized by Google

Allo stesso gruppo chimico appartiene la *melanterite*, o vetriolo verde, solfato ferroso $FeSO_4.7H_2O$, che però è monoclina (isodimorfa col sale di Mg); ha scarsa importanza come composto naturale, e si presenta in croste o stalattiti, verdastre se fresche, alterabili all'aria, come prodotto di ossidazione di minerali piritosi; comune sopra tutto nelle miniere di pirite di Rammelsberg, nell'Harz.

Altrettanto può dirsi della *calcantite*, solfato di rame $CuSO_4.5H_2O$; artificialmente si può avere in splendidi cristalli del sistema triclino, cl. dell'albite, ma in natura è raramente cristallizzata, e si trova in piccola quantità come prodotto della ossidazione di minerali solforati cupriferi, spec. della calcopirite. Abbondante è solo in qualche località del Chile settentrionale.

Solfato sodico idrato è la *mirabilite* $Na_2SO_4.10H_2O$, monoclina, presente in natura in soluzione nell'acqua di sorgenti saline (Carlsbad, Villacabras), o di laghi salati (Great Salt Lake, nell'Utah); non rara allo stato solido in alcuni giacimenti saliferi del Tirolo e della Spagna. Localmente si osserva quale prodotto di idratazione della già ricordata glauberite di Buompensiere in Sicilia. Come efflorescenza alla superfice del suolo è comune al Chile, e in molte altre regioni aride.

Un solfato doppio è la *blödite*, od *astrakanite* $Na_2SO_4.MgSO_4.4H_2O$; in bei cristalli monoclini, e più spesso in aggregati compatti, si trova abbondante nel giacimento salifero di Stassfurt; in minore quantità presso Calascibetta in Sicilia, nel Tirolo ed in Austria; sempre con salgemma. È depositata pure abbondantemente dai laghi amari della steppa ad Est del Volga, nel Governo di Astrakan.

Un altro sale doppio, che contiene invece potassio, è la *picromerite*, o *schönite*, $K_2SO_4.MgSO_4.6H_2O$,

Digitized by Google

monoclina, ottenuta prima da soluzioni acquose di croste saline vesuviane, e trovata poi con altri sali potassici a Stassfurt, Kalusz, ecc.

La *polialite* è un solfato idrato complesso $2CaSO_4 . MgSO_4 . K_2SO_4 . 2H_2O$, che si presenta raramente in cristalli triclini, geminati; più spesso spatica, compatta, od anche fibrosa, in masse di colore bianco, grigiastro, o rosso per inclusioni di ematite, solubili parzialmente in acqua, con dissociazione e separazione di gesso. È uno dei più tipici minerali che accompagnino il salgemma nella regione di Stassfurt, e nei giacimenti alpini del Tirolo, dell'Alta Austria e della Baviera, dove si trova in proporzioni considerevoli.

La *singenite* $K_2SO_4 . CaSO_4 . H_2O$, monoclina, nota già per le saline di Kalusz in Gallizia, fu trovata anche al Vesuvio, come prodotto di formazione pneumatolitica, nelle cavità di un blocco lavico rigettato dalla eruzione del 1906.

Nel gruppo degli allumi ricorderemo solo l'*allume potassico*, o *kalinite*, della costituzione $K_2Al_2(SO_4)_4 . 24H_2O$, monometrico, cl. diacisdodecaedrica, raro in natura, e importante solo come composto artificiale; e la *alotrichite* $FeAl_2(SO_4)_4 . 24H_2O$, fibrosa, bianchiccia o verdognola, con lucentezza sericea, asbestoide, non scarsa a Copiapò nel Chile, a Bodenmais in Baviera, a Rio nell'Elba, e nelle miniere di cinabro di Idria nella Venezia Giulia.

Un solfato ferrico idrato, di costituzione alquanto incerta, è la *copiapite*, di Copiapo nel Chile, trovata in piccola quantità anche all'Elba.

Solfato basico di ferro è la *fibroferrite* $Fe_2O . (SO_4)_2 . 10H_2O$, minerale cristallino fibroso, di colore giallo verdastro, con lucentezza sericea, parzialmente solubile in acqua. Si trova in piccole quantità in alcune miniere ferrifere elbane, e con antimonite nella miniera delle Cetine (Siena).

Digitized by Google

Trigonale, di color vario, talora violaceo, è la *coquimbite* $Fe_2(SO_4)_3 . 9H_2O$, di Copiapò nel Chile.

Molto simile a questa è una specie trovata nella Grotta dell'allume, all'Isola di Vulcano, con coquimbite, e come questa violetta, ma di composizione $(Fe,Al)_2(SO_4)_3 . 6H_2O$; fu chiamata *millosevichite*.

La *voltaite*, solfato basico idrato, molto complesso, di Al, Fe, Mg, K, Na, che sembra cristallizzare nel sistema monometrico, fu osservata come prodotto di esalazioni vulcaniche, alla Solfatara, al Vesuvio ed a Vulcano.

Nelle stesse condizioni fu trovata la *metavoltina*, solfato basico idrato di K, Na, Fe, esagonale o trigonale, in forma di aggregati di squamette gialle, o in crosticine.

L'*alunogeno*, o *allumogeno*, è un solfato idrato di alluminio $Al_2(SO_4)_3$, talora con 16, più spesso con $18H_2O$, che si presenta per lo più in masse fibrose bianche, o come prodotto dell'azione di esalazioni vulcaniche, o derivante dalla ossidazione di piriti contenute nell'argilla. È abbastanza frequente, ma per lo più di scarsa importanza.

Un importante solfato basico idrato è invece l'*alunite*, o « pietra d'allume », $K[Al(OH)_2]_3(SO_4)_2$. Cristallizza nel sistema trigonale, con abito romboedrico, e con sfaldatura basale distinta; i cristalli sono raramente belli, e per lo più il minerale si presenta in aggregati granulari, o lamellari-raggiati, bianchi o rossicci per impurità. Durezza = 4. P. spec. = 2,7. L'alunite è insolubile in acqua, ma solubile in H_2SO_4; arroventata, e poi ripresa con acqua, dà una soluzione di allume potassico, ed è questa la base del suo impiego industriale. Prodotta dall'azione di gas solforosi endogeni, postvulcanici, su rocce feldspatiche, ortoclasiche, si trova in notevole quantità alla Tolfa, presso Civitavecchia, e in minori proporzioni

Digitized by Google

presso Torniella in prov. di Grosseto; in Ungheria presso Muszay e Parad; e nell'isola di Milos. Una varietà riccamente sodifera fu rinvenuta nella miniera di Calabona, pr. Alghero, in Sardegna. È utilizzata per la preparazione dell'allume.

Un composto di ferro analogo alla alunite è la *jarosite* $K[(Fe'''(OH)_2]_3(SO_4)_2$, pure trigonale, che si presenta, assai scarsa, in minuti cristallini giallo-bruni, brillanti, o in masserelle granulari nel giacimento ferrifero di Calamita, all'Elba, con limonite.

La *brochantite*, solfato basico di rame $CuSO_4 . 3Cu(OH)_2$ appartiene al sist. rombico; i cristalli, prismatici allungati, od aghiformi, con facile e perfetta sfaldatura pinacoidale {010}, presentano una splendida tinta verde-smeraldo scura; la polvere è verde chiara. Nel tubo chiuso il minerale svolge acqua; al cannello dà le reazioni del rame. Come la malachite, cui somiglia alquanto per l'aspetto esterno, è un composto prodotto dalla ossidazione dei minerali solforati di rame presso l'affioramento; si trova in bellissime druse cristallizzate a Rosas, in Sardegna, negli Urali, in Cornovaglia, nel Chile, e a Tsumeb pr. Otavi, nel S. W. Africa.

Una bella tinta azzurra ha invece la *linarite*, solfato basico di piombo e rame $(Pb,Cu)SO_4 . (Pb,Cu)(OH)_2$, monoclina, pure essa minerale di affioramento, non troppo abbondante, come del resto la specie precedente. Si trova in Sardegna a Rosas, a San Giovanni, e all'Argentiera della Nurra; fu pure segnalata a Cinquevalli in Val Sugana. Le località estere più note sono Linares in Spagna e Leadhills in Scozia.

Un altro solfato basico di piombo e rame, di costituzione ancora malsicura, e contenente anche CO_2, è la *caledonite*, rombica, di colore verde azzurrognolo. Si trova specialmente a Leadhills in Scozia, in California, e al Chile; ma ne furono osservate tracce,

Digitized by Google

anche in distinti cristallini, in varie località di Sardegna (Malacalzetta, San Giovanni, Argentiera della Nurra).

Ai solfati idrati e basici facciamo seguire alcune specie risultanti da combinazioni complesse, di solfati con cloruri o carbonati.

La *cainite* $KCl.MgSO_4.3H_2O$ appartiene al sist. monoclino, ma di solito si trova in aggregati finamente granulari, grigi o giallicci, misti con quantità varie di salgemma, nei giacimenti di Stassfurt in Prussia e di Kalusz in Gallizia, dove, insieme con la silvite e la carnallite, costituisce un importante minerale per la industria dei sali potassici.

La *leadhillite* $PbSO_4.2PbCO_3.Pb(OH)_2$ è uno dei più rari e interessanti minerali formati dall'opera degli agenti atmosferici, al cappello dei giacimenti piombiferi, dove si trova con cerussite, anglesite, fosgenite, ecc. Cristallizza nel sistema monoclino, in forme tabulari secondo la base, pseudo-esagonali, talora ricchissime di facce, con facile e perfetta sfaldatura basale. La lucentezza è adamantina, passante alla madreperlacea, il colore bianco. Si trova a Leadhills in Scozia, a Matlock nel Derbyshire, e in qualche località nord-americana; ma i più bei cristalli sono quelli delle miniere dell'Iglesiente in Sardegna (Malacalzetta, San Giovanni, Marganai, ecc.).

Come curiosità ricorderemo un minerale rarissimo, la *spangolite*, della formula $Cu_6(OH)_{12}.(AlCl)SO_4.3H_2O$; in cristallini di tipo esagonale, ma con simmetria trigonale, di un bel verde, fu trovata con linarite, ecc., nella miniera di Arenas in Sardegna; il minerale era già precedentemente noto in Cornovaglia e nell'Arizona.

Digitized by Google

Anche la *connellite* fu osservata in piccole quantità ad Arenas; si presenta in aghetti esagonali aggregati o raggiati, di colore azzurro, ed ha una composizione che risponde approssimativamente alla formula $Cu_{15}(Cl,OH)_4SO_{16}.15H_2O$.

7. Tungstati, molibdati.

WOLFRAMITE.

Comp. chim. — $(Fe,Mn)WO_4$.

Forma cristallina. — Sist. monoclino; i cristalli, prismatici, od appiattiti e tabulari secondo {100}, sono spesso geminati secondo questo pinacoide.

Sfaldatura perfetta secondo {010}.

Durezza = 5 ½. *P. spec.* = 7,4 circa.

Lucentezza quasi metallica; colore nero o nerastro; polvere quasi nera.

Da acido cloridrico concentrato è attaccata e scomposta a caldo, con separazione di una polvere gialla, pesante, di WO_3, insolubile in acidi, solubile in ammoniaca.

Giaciture e località. — La wolframite è il più abbondante e il più diffuso tra i minerali del tungsteno; essa è caratteristica particolarmente dei giacimenti stanniferi dell'Erzgebirge sassone, con cassiterite, scheelite, ecc.; in analoghe condizioni si presenta in Cornovaglia. Industrialmente importanti sono in Europa specialmente i giacimenti del Portogallo e della Spagna; ricchi di wolframite sono pure: la Birmania; il Queensland; l'Argentina (Sierra de Cordoba); la Bolivia (Oruro); e gli Stati Uniti (California e Colorado). Da noi ne furono trovate tracce in Sardegna: a Genna Gurèu (tra Nurri e Orroli), a S'Ortu Beciu (pr. Donori), e a S. Giorgio, pr. Quirra (con molib-

Digitized by Google

denite); inoltre a Cinquevalli pr. Roncegno in Val Sugana, e a Traversella, dove però è rarissima.

Usi della wolframite. — È il principal minerale da cui si ricavano il tungsteno per le lampadine a filamento metallico, e il ferro-tungsteno per gli acciai speciali al cromo-tungsteno (*acciajo rapido*).

Una varietà di wolframite, costituita da tungstato di manganese quasi puro, è la *hübnerite*; ha caratteri simili a quelli della wolframite, salvo il colore traente al rossastro, evidente specialmente sulle facce di sfaldatura; serve agli stessi usi.

Scheelite.

Comp. chim. — $CaWO_4$.

Forma cristallina. — Sist. tetragonale, cl. bipiramidale tetragonale, detta cl. della scheelite:

$$a : c = 1 : 1{,}5356.$$

I cristalli hanno ordinariamente abito bipiramidale; una combinazione abbastanza ricca e caratteristica abbiamo visto nella fig. 83 a pag. 108.

Sfaldatura distinta secondo {111}.

Durezza = 4½. *P. spec.* = 6.

Lucentezza viva, quasi adamantina; colore bianco, giallognolo o bruniccio; polvere bianca.

Decomposta da HCl, con separazione di WO_3, giallo, solubile in NH_3.

Alterazioni non sono infrequenti, e conducono specialmente alla formazione di un ossido idrato di tungsteno assai impuro, giallastro, noto sotto il nome di *meymacite*.

Giaciture e località. — Bellissimi cristalli, giallo-

Digitized by Google

gnoli o brunicci, anche di notevoli dimensioni, furono offerti dal giacimento di Traversella, sia in druse con magnetite, sia interclusi nello scisto cloritico-talcoso. Più frequente è la scheelite in piccoli cristalli aggruppati nei giacimenti filoniani stanniferi, dove è associata spesso alla wolframite, nell'Erzgebirge, in Cornovaglia, ecc. Fu osservata in Sardegna a Genna Gurèu, a Su Suergiu (Villasalto) e in qualche altra località del Gerrei, dove si trovano lenti di antimonite negli scisti paleozoici. Cristalli di scheelite piccoli ma distinti si hanno dalla miniera di Cinquevalli in Val Sugana; più importante dal lato tecnico è la miniera della Bedovina in Val di Fiemme, dove la scheelite si trova accompagnata da tormalina e da calcopirite; del resto, la scheelite di questa regione (Monte Mulatto presso Predazzo) è nota da tempo, e si trova rappresentata in tutte le collezioni. Cristalli di scheelite furono pure osservati, come rarità estrema, nelle druse del granito di Baveno.

Usi della scheelite. — Come la precedente specie, è usata particolarmente per la preparazione degli acciai speciali al tungsteno, ma è meno abbondante, e perciò meno importante.

Isomorfa con la scheelite è la *stolzite*, tungstato di piombo $PbWO_4$; è un minerale piuttosto raro, che si presenta in cristallini gialli o bruni, piccoli, specialmente a Zinnwald nell'Erzgebirge, a Coquimbo nel Chile, a Broken Hill nella N. Galles del Sud; fu trovata pure a Bena (d)e Padru (Ozieri) in Sardegna, con altri minerali del tungsteno, molto interessanti, ma assai scarsi.

Digitized by Google

WULFENITE.

Comp. chim. — $PbMoO_4$.
Forma cristallina. — Sist. tetragonale:

$$a : c = 1 : 1{,}5771.$$

Il molibdato di piombo forse non è isomorfo, ma simmorfo col tungstato di calcio e col tungstato di piombo, che costituiscono le due specie precedenti; mentre, infatti, la scheelite e la stolzite appartengono alla cl. bipiramidale tetragonale, la wulfenite sembra appartenere alla cl. piramidale tetragonale, o cl. della wulfenite; e nella combinazione della fig. 84 a pagina 109 abbiamo fatto rilevare la evidente polarità dell'asse verticale. I cristalli di wulfenite hanno tuttavia angoli molto simili a quelli della scheelite e a quelli della stolzite; il loro abito più frequente è tabulare secondo la base, e ordinariamente lo sviluppo corrisponde alla simmetria della classe bipiramidale.

Durezza = 3. *P. spec.* = 6,8.

Lucentezza viva, resinoso-adamantina; colore di solito giallo, talora rosso-arancio; raramente grigio o bruno; polvere bianchiccia o gialliccia.

Al cannello fonde, e ridotta dà globulo di Pb. Scomposta con H_2SO_4, dà una soluzione che diventa azzurra per aggiunta di alcool.

Giaciture e località. — È un minerale accessorio non raro in vari giacimenti piombiferi; abbondante è sopra tutto a Raibl, e a Bleiberg in Carinzia; ma i più bei cristalli, rosso-aranciati, limpidi e relativamente grandi, sono quelli della Red Cloud Mine, nella Yuma Co., Arizona. In Sardegna il minerale è piut-

Digitized by Google

tosto scarso nel Sarrabus; begli esemplari, con piromorfite, si hanno da Gennamari. Abbastanza diffuso in piccoli cristalli lamellari è nelle miniere zincifere di Lombardia (Gorno e Oneta, in Val Seriana; Laorca in Valsàssina); scarsissimo era nella miniera ora abbandonata della Gaeta sopra Menaggio (Lago di Como).

Digitized by Google

Classe VII.

SALI DI ACIDI ORGANICI.

Ben poche sono le sostanze naturali che possono essere elencate in questa classe, e nessuna di esse è tale da potersi dire veramente importante.

La *whewellite* è ossalato di calcio $CaC_2O_4.H_2O$; cristallizza nel sistema monoclino, in forme prismatiche, spesso elegantemente geminate a V; di solito è limpida e incolora; la lucentezza è vitrea. Fu trovata nei giacimenti carboniferi di Burgk nella valle di Plauen, pr. Dresda; a Zwickau, in Sassonia; a Brüx, in Boemia.

La *humboldtite*, od *ossalite*, $2FeC_2O_4.3H_2O$, ossalato ferroso, gialla, si presenta in cristalli aghiformi o in masserelle fibrose o terrose nelle ligniti di Kolosoruk pr. Bilin in Boemia, e di Gross-Almerode nell'Assia; ne fu trovata traccia anche all'Isola d'Elba, presso Capo d'Arco.

La *mellite* è costituita dal sale idrato di alluminio dell'acido mellitico $Al_2C_{12}O_{12}.18H_2O$. Cristallizza nel sist. tetragonale, cl. della cassiterite; l'abito è bipiramidale, per prevalente sviluppo della bipiramide fondamentale {111}. Durezza = 2 ½. P. spec. = 1,6. Lucentezza tra la vitrea e la grassa; colore giallo-cera o giallo-miele. Al cannello brucia, lasciando residuo di Al_2O_3, infusibile. La località principale è Artern, in Turingia, dove la mellite sta entro alla lignite.

Digitized by Google

Classe VIII.

IDROCARBURI.

Tra queste sostanze, poche sono quelle che corrispondono veramente a composti puri, di costituzione chimica ben definita; per la massima parte si tratta di miscele complesse. Cominceremo dagli idrocarburi più importanti dal punto di vista pratico, che sono liquidi, e costituiscono i petroli o nafte; vedremo poi qualche idrocarburo solido tra i più noti; e finalmente diremo qualche cosa di quella resina fossile che è l'ambra, o succinite. Pur accennando brevemente a queste sostanze, per seguire l'ordine e la classificazione del Dana, non possiamo a meno di far notare che esse in realtà sono dei prodotti organici fossili, più o meno trasformati; non potrebbero dunque essere considerate come veri minerali, secondo la definizione da noi adottata.

Petrolio.

Sotto questo nome si comprendono miscele in varie proporzioni di idrocarburi diversi per costituzione e per punto di fusione e di ebullizione. Il petrolio è normalmente liquido, ma tra gli idrocarburi che vi si possono trovare disciolti ve ne hanno pure dei solidi e dei gasosi.

Digitized by Google

Nei più comuni, e in particolar modo nei petroli americani, prevalgono gli idrocarburi saturi della serie delle paraffine, a formula generale $C_nH_{(2n+2)}$; tra questi, alla temperatura ordinaria, sono gasosi quelli con 5 o meno atomi di C., e solidi quelli aventi più di 20 atomi di C. In alcuni petroli di Birmania sembrano avere una certa importanza anche gli idrocarburi della serie etilenica, a formula generale C_nH_{2n}; ma questi sono ordinariamente affatto subordinati, al pari di quelli della serie acetilenica $C_nH_{(2n-2)}$. Caratteristici sono poi i petroli del Caucaso, per contenere quantità notevoli di altri idrocarburi, di tutt'altro tipo, cioè di quelli ciclici della serie naftenica C_nH_{2n}; subordinati invece sono per lo più i veri benzoli $C_nH_{(2n-6)}$, dei quali è tipo il benzolo ordinario C_6H_6. Sostanze ossigenate, azotate e solforate sono presenti di solito in piccolissime quantità.

Il petrolio greggio si presenta come un liquido giallo o bruno, fino a nerastro, fluorescente, con odore aromatico caratteristico, talune volte fluido e scorrevole (*nafta*), altre volte piuttosto oleoso, od anche denso e sciropposo (*bitume liquido*); si passa così per gradi a quelle miscele più dense, nere, solide alla temperatura ordinaria, note sotto la designazione di *bitume*; questi prodotti più scuri e densi contengono alquanto ossigeno, e si ammette che derivino dalla nafta, per evaporazione dei composti più volatili, e assorbimento di ossigeno atmosferico. Il p. spec., che varia tra 0,740 e 0,950 nei petroli veri, arriva al p. sp. dell'acqua nei bitumi liquidi, e può raggiungere 1,2 nel bitume propriamente detto, solido.

I petroli, accompagnati da acque saline e da gas idrocarburati, si trovano entro a rocce stratificate permeabili (specialmente sabbie od arenarie; meno frequentemente calcari fratturati), di età geologica assai varia. Dato il p. spec., inferiore a quello dell'acqua che im-

Digitized by Google

pregna il sottosuolo, il petrolio è dotato di una salienza spontanea, che lo fa raccogliere, in misura talora veramente enorme e stupefacente, sotto gli strati impermeabili, là dove questi sono curvati a vôlta. Se esistono fratture, traverso a queste non di rado il petrolio stilla lentamente verso l'esterno; ma per l'estrazione industriale bisogna raggiungere possibilmente, con profonde perforazioni, i serbatoi sotterranei, dai quali non di rado la nafta, spinta dalla pressione interna, zampilla con violenza, almeno nei primi tempi; più tardi si è di solito costretti a spingerla verso l'esterno mediante l'azione di pompe.

Molto si è discusso intorno all'origine dei petroli, e si deve confessare che lo studio del problema non è ancora completamente esaurito; quasi universale è tuttavia oggi il consenso nella opinione di coloro che lo ritengono un prodotto organogeno, escludendo quella ipotesi della formazione per sintesi inorganica, che era stata affacciata e sostenuta da qualche chimico eminente.

In Italia abbiamo una zona petroleifera da molto tempo coltivata, ma con scarsa fortuna, nell'Emilia, lungo il versante Nord dell'Appennino settentrionale; il poco petrolio che se ne trae, associato a copiose acque saline, utilizzate in qualche caso, sia a scopi terapeutici (Salsomaggiore), sia per la estrazione del sal comune, è assai chiaro, leggero, scorrevole, e ricco di benzine. Tracce di petroli furono rinvenute da recenti ricerche anche in qualche punto dell'Italia meridionale. I paesi di maggior produzione sono gli Stati Uniti dell'America settentrionale, il Messico, e la regione posta ai piedi del Caucaso, specialmente nelle vicinanze di Baku sul Mar Caspio. Importanti sono pure, come produttori di petrolio, la Rumenia e la Gallizia (ai piedi dei Carpazi), la Birmania, Sumatra e Borneo; quasi insigni-

Digitized by Google

ficanti sono invece, per la produzione, i petroli dell'Alsazia e dell'Hannover.

La base della utilizzazione industriale dei petroli è la possibilità di dividerli in porzioni mediante la distillazione frazionata, profittando del differente punto di ebullizione dei diversi composti, i quali, mescolati, contribuiscono a formarli. Si separano così prima gli eteri di petrolio, più leggeri, che bollono a più bassa temperatura, poi successivamente le benzine, i petroli da illuminazione, gli olii pesanti per lubrificazione, e finalmente le parti solide alla temperatura ordinaria, come vaseline e paraffine. A tutti è noto il molteplice e vasto impiego che di questi prodotti si fa nell'industria e nella vita pratica.

Il *bitume*, nero, di aspetto piceo, facilmente fusibile, interamente solubile in benzina, si trova in grumi galleggianti alla superfice del Mar Morto (*bitume giudaico*); in molto maggiore quantità è raccolto in una specie di laghetto o serbatojo superficiale all'Isola Trinidad, nelle Antille, da cui si ricava in grandi proporzioni, e nella provincia di Bermudez, al Venezuela. Ma è sopra tutto comune come impregnazione di rocce calcaree, cioè sotto la forma di *asfalto*; l'asfalto è usato specialmente come tale, o misto a bitume e ghiajetto, per pavimentazione di strade, terrazze, ecc.; dallo stesso, mediante l'azione dell'acqua calda, si può estrarre il bitume puro, che viene a galleggiare alla superfice, e, raccolto, serve come il bitume della Trinidad. Rocce di asfalto sono abbondanti in Italia, nell'Abruzzo e in Sicilia; bitume si trova in Albania, nel territorio di Valona. Varietà di bitume duro, che si ricavano da filoncelli nelle rocce sedimentarie dell'Utah, e di altri territori degli Stati Uniti, sono quelle designate coi nomi di *uintaite* e di *gilsonite*.

Digitized by Google

Ozocerite, cera fossile, o paraffina naturale, è chiamata una miscela di idrocarburi, giallastra o brunastra, a struttura lamellare o fibrosa, con odore di petrolio, solida alla temperatura ordinaria, ma plastica e molle, fusibile a circa 60°-65°, solubile nella benzina, con p. spec. = 0,95 circa, che si presenta in masse anche abbastanza considerevoli, nelle arenarie e negli scisti petroleiferi a Boryslaw in Gallizia e a Slanik in Rumenia.

Non diversa sostanzialmente dalla ozocerite, e analoga per l'aspetto e le proprietà, è la *hatchettite*; questa è di solito più pura, biancastra, e si presenta in croste e venette nell'argilla del M. Falò, presso Savigno, nel Bolognese.

Molle, ma tenace ed elastica, bruna o nerastra, con forte odore bituminoso, è la *elaterite* di Castleton nel Derbyshire.

Un idrocarburo alquanto meglio definito, relativamente puro, bianco e spesso ben cristallizzato in forme tabulari, monocline, della cl. sfenoidale, è la *fichtelite*, di composizione prossima a $C_{18}H_{32}$; si presenta nelle fessure dei legni di conifere fossili a Kolbermoor e Wunsiedel in Baviera, a Borkovic in Boemia, ecc.

Nelle ligniti dell'Italia centrale si trovano abbastanza frequentemente idrocarburi cristallizzati o cristallini, a tappezzare litoclasi e piccole geodi.

La specie meglio identificata è la *simonellite* $C_{15}H_{20}$, rombica, con p. fus. = 61°-62°, scoperta recentemente a Fognano, presso Montepulciano.

La *bombiccite*, di S. Giovanni di Valdarno, con p. fus. = 75°, alla quale si era attribuita, dietro ricerche incomplete, forma cristallina triclina e formula $C_7H_{13}O$, sembrerebbe, da nuove osservazioni, possedere invece la composizione $C_{20}H_{34}$. Anche nelle

Digitized by Google

ligniti di Terni fu trovato un composto analogo. Si è avanzato a questo proposito il dubbio che la bombiccite possa essere identificata con la *hartite* delle ligniti di Stiria, cui si ascrive una analoga composizione.

Idrocarburi simili, ma ancor meno noti, sono la *branchite*, di Monte Vaso, la *dinite*, della Garfagnana, e la *hofmannite*, del Senese.

Un idrocarburo ossigenato sembra essere la *idrialite* $C_{40}H_{28}O$ (?) delle miniere cinabrifere di Idria, nella Venezia Giulia.

Succinite.

La succinite, o *succino*, più comunemente nota sotto il nome di *ambra*, è una resina fossile, la quale si trova, in grumi, sepolta entro a rocce sedimentarie, e tiene ancora non di rado racchiusi nel suo interno avanzi organici animali e vegetali fossili, assai ben conservati. Chimicamente essa non è una sostanza pura, a composizione definita; in generale è formata da circa 79 % di C, 10,5 % H e 10,5 % O. Caratteristica è la presenza di un acido organico che dall'ambra ha preso il nome: l'acido succinico $C_4H_6O_4$; la presenza di questo è il carattere differenziale più sicuro per distinguere l'ambra da altre resine fossili rassomiglianti.

La durezza è circa = 3; il p. spec. è compreso tra 1,05 e 1,10.

La lucentezza è resinosa; il colore giallo chiaro, nelle varietà più comuni (giallo-ambra); alcuni esemplari sono perfettamente limpidi e trasparenti, mentre altri sono semiopachi, o variegati, a chiazze o *nuvole* opache sopra un fondo più o meno trasparente; questa varietà « nuvolosa » è la più ricercata per

Digitized by Google

oggetti da fumatori. Altre varietà di ambra sono invece piuttosto rossastre, o rosso-granato, e distintamente fluorescenti in verde; esistono finalmente anche varietà brune o verdastre.

L'ambra fonde a circa 300°, con decomposizione, spandendo fumi di odore penetrante, irritanti per l'acido succinico che contengono. Quando sia rammollita mediante riscaldamento a temperatura inferiore al punto di fusione, può saldarsi se fortemente compressa; coi cascami e frammenti di ambra si prepara così oggi su larga scala un'ambra rigenerata (*ambroide*), difficile a riconoscersi dall'ambra genuina, della quale ha tutte le proprietà chimiche e fisiche. In alcool ed etere acetico è pochissimo solubile; un pezzo d'ambra si può pulire e lavare con alcool senza che perda il lucido e diventi appiccicaticcio, come invece fanno le resine recenti.

L'ambra più nota e più abbondante è quella che si trae dalle rive del Baltico, e in particolare dalla penisola del Samland, nella Prussia orientale. I nuclei d'ambra, di diversa grossezza, talora perfino di qualche chilogrammo di peso, per lo più imbruniti, alterati e screpolati alla superfice, stanno colà in giacitura secondaria, entro ad uno strato di sabbia glauconitica azzurro-verdastra (*blaue Erde*), dal quale vengono estratti mediante lavori minerari molto sviluppati. Siccome lo strato di sabbia glauconitica affiora presso la spiaggia del Baltico, poco sotto il livello marino, l'azione delle onde, particolarmente durante le tempeste, strappa molti di questi noduli d'ambra dalla roccia che li contiene, e li butta sulla spiaggia, insieme con alghe ed altri rifiuti del mare. Questa era anzi una volta l'unica sorgente dell'ambra, la quale fin da tempi antichissimi, preistorici, fu ricercatissima come materiale d'ornamento.

Oltre all'ambra del Baltico, ch'è la più nota e di

Digitized by Google

gran lunga la più abbondante, caratteristica per il suo bel colore giallo chiaro, abbiamo varî altri tipi, provenienti da altre località, e distinti anche con nomi diversi. L'ambra di Sicilia, o *simetite*, che si ricava dalle rive del Simeto, in prov. di Catania, è povera di acido succinico, rossa o rossastra, e fluorescente. L'ambra di Rumenia, o *rumenite*, è invece bruna o bruno-giallastra, e anch'essa spesso fluorescente; gialla, fluorescente, è la *birmite*, o ambra di Birmania. Ambra gialla, in pezzi piccoli e non troppo belli, fu trovata anche in alcune località del Bolognese (Scanello presso Lojano).

Gli usi dell'ambra sono universalmente noti; da noi se ne fanno principalmente oggetti di lusso per fumatori, e collane o braccialetti per ornamento personale; nei paesi orientali, oltre a ciò, si impiega molta ambra per farne rosari.

Digitized by Google

APPENDICE.

Carboni fossili.

Anche meno delle precedenti sostanze hanno diritto ad essere compresi tra i minerali i carboni fossili, i quali non solamente sono di natura organica, ma degli organismi vegetali dai quali derivano hanno conservato spesso la forma e la struttura. Durante il lungo periodo di tempo che questi avanzi vegetali passarono, sepolti entro agli strati sedimentari che li comprendono, essi subirono processi di lenta trasformazione, i quali normalmente sono tanto più avanzati quanto più antica è la relativa formazione geologica; cause locali, sia termiche sia dinamiche, possono però talvolta aver collaborato, accelerando questo processo di trasformazione, per il quale, impoverendosi di H e di O, i resti vegetali arrivarono ad un notevole arricchimento indiretto nelle proporzioni del C. Per lo più, profittando della regola generale, che implica la trasformazione più completa degli avanzi più antichi, si fa una divisione in quattro tipi, divisione la quale, pur essendo fondata sopra criteri prevalentemente cronologici, viene a rispondere anche praticamente ai caratteri chimici e tecnici dei relativi prodotti. A questa classificazione convenzionale, in torbe, ligniti, litantraci e antraciti, oggi non si dà tuttavia più alcun valore assoluto, perchè appunto le condizioni nelle quali il

Digitized by Google

deposito vegetale si è trovato, dopo la sua formazione, possono avere notevolmente influito a determinare i caratteri del prodotto, indipendentemente dalla età geologica di questo.

La *torba* è fra tutti i carboni fossili il più recente, quaternario od attuale, e veramente per le sue proprietà non merita il nome di « carbone » fossile, perchè la trasformazione n'è appena avviata, e la sua composizione chimica non differisce molto notevolmente da quella del legno: in media la torba contiene 53-58 % C, 5-6 % H, 28-35 % O. Nella maggior parte dei casi consta in prevalenza di avanzi di piante erbacee, imbruniti più o meno, e riuniti in un aggregato feltrato, soffice e leggero dopo essiccazione; ma può contenere, anche in copia, avanzi legnosi. Torbiere coprono anche attualmente buona parte della superfice dell' Europa settentrionale; noi ne abbiamo specialmente nell' Alta Italia, a Sud della regione dei laghi, dove però la coltivazione è ormai ristretta a poche località (Varesotto, Lago d'Iseo). Maggiore sviluppo hanno le torbiere litoranee, tra le quali intensamente sfruttata quella di Codigoro nel basso Ferrarese. In Toscana è notevole la torbiera di Orentano, posta nel bacino del già lago di Bientina (prov. di Firenze); importante è anche quella di Campotosto in prov. di Aquila. Una torba lignitica, spettante alla zona più profonda del quaternario, è quella che si cava a Leffe in Val Seriana.

La torba è un combustibile povero, a basso potere calorifico, per lo più ricco di ceneri e d'acqua. Spesso si prepara per l'uso mediante essiccazione artificiale e compressione in mattonelle; o si sottopone a distillazione, per utilizzare i sottoprodotti di questa (gas, catrame, acque ammoniacali); oppure si gasifica.

Lignite son chiamati i carboni fossili di età ter-

Digitized by Google

ziaria o secondaria. L'aspetto è assai vario, potendosi avere tipi a struttura distintamente legnosa (*piligno*), di color bruno non troppo scuro, e tipi neri, compatti, picei. In ogni caso la lignite è ancora ricca di sostanza umica; la polvere, bollita con liscivia di potassa caustica, la imbrunisce perciò fortemente. Alla distillazione secca, i prodotti gasosi hanno reazione acida, per la presenza di grande quantità di acido acetico, come nella distillazione secca del legno. Quanto alla composizione chimica, molto oscillante, si può ritenere compresa fra i limiti seguenti: C = 55-75 %, H = 3-6 %, O = 19-26 %. La lignite è un buon combustibile, apprezzabile sopra tutto dove manchi il litantrace, come pur troppo accade nel nostro paese.

In Italia le ligniti brune, o xiloidi, sono rappresentate in primo luogo dagli importanti giacimenti del Valdarno e dell' Umbria (specialmente presso S. Giovanni di Valdarno, e presso Spoleto). Ligniti picee, più ricche di carbonio e a maggior potere calorifico, sono quelle della Maremma grossetana (Ribolla, Montemassi) e di Sardegna (Gonnesa). Ligniti abbiamo poi in parecchie località del Vicentino (Monteviale) e della Liguria (Sarzana).

La produzione annua, che prima della guerra era di 500 mila tonn., è sensibilmente aumentata negli ultimi anni; ma le riserve sono limitate, e non sarebbe nè facile nè utile spingere molto oltre l'incremento della produzione. Frequente vi è la presenza di notevoli quantità di solfo, molto nocivo alle griglie ed ai focolari.

Una varietà di lignite picea a struttura compatta, uniforme, con bella tinta nera, e suscettibile di pulimento e d'impiego come materiale d'ornamento personale, è quella chiamata *gagate*, o *giajetto* (*jais*); viene specialmente da Whitby, in Inghilterra. Oggi è sostituita dal vetro e dalla ebonite.

Il *litantrace* è il *carbon fossile* per eccellenza; geologicamente esso appartiene all'êra paleozoica, e precisamente a quel periodo che prese il nome di carbonifero. La tinta è sempre nera, e la lucentezza più viva che nella lignite; la struttura può esser varia, ma ordinariamente ad occhio non sono riconoscibili più le tracce della struttura organica. La composizione risponde ordinariamente a 74-94 % C, 1-5 % H, 3-20 % O; i diversi tipi, più o meno ricchi di C e di sostanze volatili, sono distinti con speciali qualifiche, secondo le loro proprietà e l'impiego cui sono meglio adatti. In generale non sono più presenti sostanze umiche, e perciò la polvere non imbrunisce sensibilmente la liscivia di alcali caustici, a caldo; nei prodotti gasosi della distillazione secca prevalgono i composti ammoniacali, e la reazione ne è alcalina.

I principali produttori di litantrace sono gli Stati Uniti d'America, l'Inghilterra, la Francia e la Germania; vengono poi la Cina e il Giappone, il Belgio e la Russia. In Italia non abbiamo alcun giacimento di litantrace.

L'*antracite* non è che una varietà di litantrace molto ricca di carbonio, contenente di solito più di 90 % C, con lucentezza viva, quasi grafitica o submetallica, a tipica frattura concoide, poverissima di sostanze volatili, e dotata di forte potere calorifico. I giacimenti di maggior produzione sono quelli della Pennsilvania. Piccoli giacimenti di antracite, magra ed impura, abbiamo in Val d'Aosta, specialmente nel bacino di La Thuile; tracce se ne hanno in Toscana, nel M. Pisano; più notevoli sono i giacimenti della Barbagia Seùlo, in Sardegna.

Digitized by Google

Digitized by Google

INDICE ALFABETICO

Acantite, 325.
Acmite, 434.
Acquamarina, 444.
Acque giovanili, 263.
Acque vadose, 263.
Acroite, 478.
Actinolite, 440.
Actinoto = Actinolite, 440.
Adamite, 523.
Adsorbimento, 175.
Adularia, 420.
Aeroidre (inclusioni), 162.
Aeroliti, 316.
Aeschynite, 514.
Aftalose = Aftitalite, 250, 548.
Aftitalite, 250, 548.
Agalmatolite, 502, 506.
Agata, 369.
Agata-diaspro, 369.
Agenti mineralizzatori, 265.
Aggregati cristallini, 12, 166.
Aggruppamenti paralleli, 123.
Akermanite, 459.
Alabastro calcareo, 399.
Alabastro gessoso, 550.
Alabastro orientale, 399.
Albite, 423, 425.
Albite (classe della), 121.
Alessandrite, 535.
Alite = Salgemma, 353.
Allanite, 470.
Allemontite, 308.
Allocromatici (minerali), 227.
Allofane, 506.
Allotropia, 239.
Allume potassico, 554.
Allumi (serie degli), 244.
Alluminati, 531.
Allumogeno, 555.
Almandino, 450, 452.
Aloidi, 353.
Alotrichite, 554.
Alterazioni dei minerali, 266.
Alundum, 379.
Alunite, 555.
Alunogeno, 555.
Alurgite, 493.
Amalgama, 313.
Amazzonite, 422.
Ambligonite, 521.
Ambra, 569.
Ambroide, 570.
Amesite (silicato della), 496.
Ametista, 365.
Ametista bruciato, 367.
Ametista orientale, 378.
Amianto azzurro, 442.
Amianto d'anfibolo, 440.
Amianto del Capo, 442.
Amianto di serpentino, 499.
Ammassi, 274.
Amorfo (stato), 12.

Digitized by Google

Analcime, 486.
Analisi microchimica, 260.
Anatasio = Ottaedrite, 383.
Andalusite, 464.
Andesina, 423, 426.
Andradite, 450, 453.
Anemousite, 427.
Anfiboli, 437.
Anglesite, 546.
Angolo degli assi ottici (misura), 222.
Ankerite, 405.
Anidrite, 547.
Anisotropia, 7.
Annabergite, 525.
Anomite, 492.
Anortite, 423, 426.
Anortoclasio, 422.
Antigorite, 499.
Antimoniati, 515.
Antimonio, 308.
Antimonite, 320.
Antofillite, 438.
Antracite, 575.
Apatite, 516.
Apatite (classe della), 88.
Apofillite, 483.
Aragonite, 406.
Ardennite, 474.
Arduinite, 485.
Arfvedsonite, 442.
Argenti rossi, 347.
Argentite, 325.
Argento, 311.
Argille, 505.
Argirodite, 352.
Arkansite, 384.
Armotomo, 484.
Arseniati, 515.
Arsenico, 307.
Arseniuri, 319.
Arsenopirite, 339.
Artinite, 414.
Asbesto = Amianto.
Asfalto, 567.
Asmanite, 372.
Asparagolite, 518.
Aspasiolite, 446.
Asse di geminazione, 124.
Asse di simmetria, 48.
Asse ottico, 208.
Assi di simmetria composta, 50.
Assi ottici primari, 210.
Assi ottici secondari, 206.
Assorbimento (della luce), 227.
Asteria, 378.
Astrakanite, 553.
Astrofillite, 509.
Atacamite, 360.
Atelina, 376.
Augite, 433.
Aureole, 258.
Auricalcite, 414.
Autunite, 528.
Avventurina, 163.
Axinite, 470.
Azzurrite, 412.

Babingtonite, 437.
Baddeleyite, 384.
Banchi epigenetici, 285.
Barbierite, 421.
Bardiglio di Bergamo, 548.
Baritina, 542.
Baritina (classe della), 112.
Baritocalcite, 410.
Bassanite, 552.
Bastite, 430, 499.
Bauxite, 392.
Bavenite, 483.
Bazzite, 477.
Becco di stagno, 382.
Bechilite, 539.
Becke (linea di), 199.
Becquerélite, 541.
Belonesite, 358.
Benitoite, 508.
Benitoite (classe della), 102.
Berillo, 443.
Berillo (classe del), 82.
Berthierite, 350.

Digitized by Google

Betafite, 513.
Bianco fisso, 544.
Biassici (cristalli), 206.
Bilancia di Westphal, 182.
Bindheimite, 526.
Binnite, 350.
Binormali, 210.
Biotite, 492.
Bipiramide diesagonale, 84.
Bipiramide ditetragonale, 104.
Bipiramide ditrigonale, 102.
Bipiramide esagona I Ordine, 85.
Bipiramide esagona II Ordine, 85, 93.
Bipiramide esagona III Ordine, 88.
Bipiramide romba, 113.
Bipiramide tetragonale I O., 105.
Bipiramide tetragonale II O., 105, 111.
Bipiramide tetragonale III O., 108.
Bipiramide trigonale, 100, 103.
Biradiali, 206.
Birifrazione (misura della), 218.
Birifrazione (nello spato d'Islanda), 201.
Birmite, 571.
Bisfenoide rombico, 117.
Bisfenoide tetragonale, 110, 112.
Bismutinite, 322.
Bismuto, 308.
Bitume, 565.
Bitume giudaico, 567.
Blaue Erde, 570.
Blenda, 328.
Blenda (classe della), 74.
Blenda (struttura della), 155.
Blödite, 553.
Blomstrandite, 513.
Blue ground, 300.
Bolo, 506.
Bombiccite, 568.
Borace, 538.
Boracite, 537.
Borati, 537.
Bornite, 342.
Boronatrocalcite, 539.
Bort, 298.
Boulangerite, 351.
Bournonite, 345.
Branchite, 569.
Brandisite, 494.
Braunite, 536.
Bravais (tipi reticolari di), 141.
Breislakite, 474.
Breithauptite, 332.
Breunnerite, 404.
Brillante (taglio a), 300.
Brochantite, 556.
Bröggerite, 540.
Bronzite, 430.
Brookite, 384.
Brucite, 390.
Brugnatellite, 414.
Bustamite, 436.
Bytownite, 423, 426.

Cabasite, 486.
Cainite, 557.
Calamina, 475.
Calamina (classe della), 115.
Calamite naturali, 190.
Calaverite, 341.
Calcantite, 553.
Calcare, 399.
Calcedonio, 368.
Calcio-uranite, 528.
Calcite, 395.
Calcite (classe della), 90.
Calcite (struttura della), 155.
Calcocite, 326.
Calcolo delle costanti, 39.
Calcopirite, 343.
Calcopirite (classe della), 110.
Calcosina = Calcocite, 326.
Calcotrichite, 375.
Caledonite, 556.
Caliche, 530.
Caliofilite, 447.
Calore di fusione, 169.
Campilite, 520.

Digitized by Google

Cancrinite, 448.
Cannello ferruminatorio, 257.
Caolinite, 503.
Caolino, 504.
Capelli di Venere, 365.
Caporcianite, 486.
Cappello di ferro, 268.
Carato (peso), 301.
Carbonado, 298.
Carbonati, 395.
Carboni fossili, 572.
Carlosite, 508.
Carnallite, 361.
Carnegieite, 427, 446.
Carnotite, 529.
Cassiterite, 381.
Cassiterite (classe della), 103.
Castore, 427.
Cavolinite, 447.
Celadonite, 503.
Celestina, 544.
Celsiana, 421.
Centro di simmetria, 50.
Cera fossile, 568.
Cerargirite, 354.
Cerite, 476.
Cerussite, 409.
Cervantite, 374.
Chamoisite, 498.
Chermesite, 341.
Chiastolite, 465.
Cianite, 465.
Cimofane, 536.
Cimolite, 506.
Cinabro, 330.
Ciprina, 460.
Citrino, 365.
Classe bipiramidale diesagonale, 82.
Classe bipiramidale ditetragonale, 103.
Classe bipiramidale ditrigonale, 102.
Classe bipiramidale esagonale, 88.
Classe bipiramidale rombica, 112, 115.
Classe bipiramidale tetragonale, 108.
Classe bipiramidale trigonale, 103.
Classe bisfenoidale rombica, 117.
Classe bisfenoidale tetragonale, 112.
Classe diacisdodecaedrica, 77.
Classe domatica, 120.
Classe esacisottaedrica, 69.
Classe esacistetraedrica, 74.
Classe icositetraedrico-pentagonale, 79.
Classe pediale, 122.
Classe pentagonododecaedrico-tetraedrica, 81.
Classe pinacoidale, 121.
Classe piramidale diesagonale, 87.
Classe piramidale ditetragonale, 108.
Classe piramidale ditrigonale, 96.
Classe piramidale esagonale, 89.
Classe piramidale rombica, 115.
Classe piramidale tetragonale, 109.
Classe piramidale trigonale, 102.
Classe prismatica, 118.
Classe romboedrica, 98.
Classe scalenoedrica ditrigonale, 90.
Classe scalenoedrica tetragonale, 110.
Classe sfenoidale, 120.
Classe trapezoedrica esagonale, 89.
Classe trapezoedrica tetragonale, 109.
Classe trapezoedrica trigonale, 99.
Classi di simmetria, 65.
Classificazione dei minerali, 295.
Clerici (soluzione di), 181.
Cleveite, 540.
Cliftonite, 300.
Clinocloro, 496.
Clinoedrite, 476.
Clinohumite, 473.
Clinozoisite, 468, 469.
Clintonite, 494.
Cloantite, 337.
Clorammonio, 356.

Digitized by Google

Clorapatite, 516.
Cloriti, 495.
Cloritoide, 494.
Cloromelanite, 434.
Coagulazione (dei colloidi), 173.
Cobaltite, 337.
Coefficente di allungamento, 232.
Coefficente di dilatazione, 185.
Coesione, 233.
Cohenite, 317.
Colate laviche, 274.
Colemanite, 539.
Colloidale (stato), 12, 171.
Colloidi protettori, 173.
Collofanite, 519.
Colorazioni alla fiamma, 259.
Colori di interferenza, 218.
Columbite, 511.
Combinazione, 46.
Compatta (struttura), 167.
Complicazione, 34.
Composti di adsorbimento, 175.
Comptonite, 487.
Conchite, 240.
Concrescimenti regolari (di minerali diversi), 130.
Concrezionati (minerali), 167.
Condrodite, 473.
Conducibilità elettrica, 191.
Conducibilità termica, 188.
Congruenti (forme), 75.
Coniugate (forme), 74.
Connellite, 558.
Contatto (giacimenti di), 280.
Contatto (metamorfismo di), 267.
Copiapite, 554.
Coquimbite, 555.
Coralloide (struttura), 168.
Cordierite, 445.
Corindone, 377.
Corindone armofane, 378.
Cornalina, 369.
Corniola, 369.
Correnti laviche, 274.
Corrosione, 59.
Corubino, 379.
Cossaite, 491.
Cossirite, 443.
Costanti (calcolo delle), 39.
Costanti cristallografiche, 30.
Costanza degli angoli diedri, 14.
Cotunnite, 358.
Covellite, 332.
Craie, 399.
Crifiolite, 521.
Criolite, 358.
Crisoberillo, 635.
Crisocolla, 506.
Crisolito, 455.
Crisoprasio, 369.
Crisotilo, 499.
Cristalli, 5.
Cristalli aggruppati, 165.
Cristalli (definizione), 11.
Cristalli misti, 244.
Cristalli sproporzionati, 14.
Cristallo di rocca, 365.
Cristobalite, 366, 371.
Crocidolite, 442.
Crocoite, 548.
Cromati, 542.
Cromite, 532.
Cronstedtite, 498.
Ctipeite, 240.
Cubo, 73.
Cupole laviche, 274.
Cuprite, 375.
Cuprite (classe della), 79.
Cuprodescloizite, 523.
Cupro-uranite, 528.
Curite, 541.
Curva di durezza, 235.
Curvatura delle facce, 161.
Cuspidina, 472.

Dachiardite, 488.
Dahllite, 518.
Danburite, 464.
Datolite, 466.
Davyna, 447.
Dawsonite, 414.
Decrescimenti, 136.

Digitized by Google

Deformazioni clastiche, 235.
Deformazioni elastiche, 232.
Deformazioni plastiche, 235.
Delessite, 498.
Delorenzite, 511.
Deltoidedodecaedro, 75.
Demantoide, 453.
Dendritici (gruppi di cristalli), 161.
Densità reticolare, 140.
Descloizite, 523.
Deviazione minima (metodo della), 196.
Devitrificazione, 170.
Dewindtite, 541.
Diacisdodecaedro, 77.
Diagramma di Laue, 149.
Diallagio, 433.
Diamagnetici (corpi), 189.
Diamante, 297.
Diamante (struttura del), 154.
Diasporo, 388.
Diaspri, 368.
Dicchi, 274.
Digire, 49.
Dilatabilità termica, 185.
Dimetrico (gruppo), 68.
Dinite, 569.
Diopside, 432.
Dipiro, 458.
Dioptasio, 457.
Direzioni di estinzione, 217.
Direzioni principali di vibrazione, 216.
Disanalite, 511.
Dispersione, 195.
Dispersione asimmetrica, 226.
Dispersione degli assi ottici, 224.
Dispersione delle bisettrici, 225.
Dispersione inclinata, 225.
Dispersione incrociata, 226.
Dispersione orizzontale, 225.
Dispersità (grado di), 171.
Distene, 465.
Dolomia, 406.
Dolomite, 405.
Dolomite (classe della), 98.
Doma, 116, 120.
Dravite, 478.
Drusa, 165.
Dumortierite, 480.
Durezza, 234.

Edenite, 441.
Egirina, 434.
Egirinaugite, 434.
Elaterite, 568.
Elementi di simmetria, 46.
Elementi nativi, 297.
Eleolite, 447.
Elettro, 309.
Elicogira, 146.
Ellissoide degli indici, 210.
Elminto, 497.
Ematite, 379.
Ematite rossa, 380.
Embolite, 355.
Emiedria (concetto di), 131.
Enantiomorfe (forme), 79.
Enantriotropi (sistemi), 241.
Enargite, 352.
Endlichite, 520.
Enidri, 168, 370.
Enigmatite, 443.
Enstatite, 430.
Epidoto, 468.
Epsomite, 552.
Epsomite (classe della), 117.
Ercinite, 532.
Eritrite, 524.
Erubescite, 342.
Esacisottaedro, 53, 71.
Esacistetraedro, 74.
Esagire, 49.
Esagiroidi, 51.
Essonite = Hessonite, 451.
Estinzione (direzioni di), 217.
Etere luminoso, 192.
Eteromorfe (modificazioni), 239.
Euclasio, 467.
Eudialite, 445.
Euxenite, 514.

Digitized by Google

Facce possibili, 33.
Facelite, 447.
Facolite, 486.
Famatinite, 352.
Fanghiglia a globigerine, 262.
Farina fossile, 373.
Farmacolite, 525.
Farmacosiderite, 528.
Fassaite, 434.
Favas, 385.
Fayalite, 455.
Feldspati, 417.
Feldspatoidi, 428.
Fenacite, 456.
Fergusonite, 514.
Ferriti, 531.
Ferro delle paludi, 389.
Ferro meteorico, 316.
Ferro nativo, 315.
Ferro oligisto, 380.
Ferro spatico, 289, 401.
Ferro titanato, 509.
Fibroferrite, 554.
Fibrolite, 466.
Fibroso-raggiata (struttura), 167.
Fichtelite, 568.
Fichtelite (classe della), 120.
Figure di corrosione, 59.
Figure di interferenza, 221.
Figure di percussione, 237.
Figure di Widmanstätten, 316.
Filare di punti, 138.
Filoni (di minerali utili), 277.
Filoni (di roccia eruttiva), 274.
Filoni-strati, 274.
Fiori d'arsenico, 526.
Fiori di cobalto, 525.
Fiori di nichelio, 525.
Fiorite, 373.
Flogopite, 493.
Flos ferri, 168, 408.
Fluorapatite, 516.
Fluorite, 356.
Fluorite (classe della), 69.
Fluorite (struttura della), 154.
Fluosiderite, 472.
Focaja (pietra), 369.
Foresite, 485.
Forma semplice, 46.
Forma semplice caratteristica, 65.
Formazione dei minerali, 261.
Forme emiedriche, 132.
Forme meroedriche, 132.
Forme oloedriche, 132.
Forme tetartoedriche, 132.
Forsterite, 455.
Fosfati, 515.
Fosforite, 518.
Fosfosiderite, 525.
Fosgenite, 411.
Fossilizzazione, 271.
Fowlerite, 436.
Fragili (sostanze), 235.
Francolite, 518.
Franklinite, 532.
Freibergite, 349.
Fresnel (superfice di), 204.
Fuchsite, 490.
Fuggerite, 458.
Fumarole, 266.
Fusibilità (scala di), 258.

Gadolinite, 467.
Gagate, 574.
Gahnite, 532.
Galena, 323.
Garnierite, 500.
Gatteggiamento, 163.
Gavite, 501.
Gay-Lussite, 413.
Gehlenite, 458.
Gel, 172.
Geminati, 124.
Geminati incrociati, 125.
Geminati multipli, 128.
Geminati polisintetici, 128.
Gemme ricostituite, 379.
Gemme sintetiche, 379.
Geocronite, 351.
Geode, 165.
Gersdorffite, 337.
Gesso, 549.

Digitized by Google

Geyserite, 373.
Giacimenti detritici, 290.
Giacimenti di contatto, 280.
Giacimenti di segregazione magmatica, 277.
Giacimenti epigenetici, 277.
Giacimenti filoniani, 281.
Giacimenti metasomatici, 286,
Giacimenti sedimentari, 288.
Giacimenti singenetici, 277.
Giacimenti speciali, 275.
Giacinto, 462.
Giacinto di Compostella, 367.
Giacitura dei minerali, 272.
Giacitura di una faccia, 27.
Giacitura in roccia, 272.
Giadeite, 434.
Giajetto, 574.
Giargone, 462.
Gibbsite, 391.
Gilsonite, 567.
Giobertite, 401.
Gira, 48.
Giroide, 50.
Gismondite, 485.
Glaserite, 548.
Glauberite, 548.
Glaucodoto, 339.
Glaucofane, 442.
Glauconite, 503.
Globuli metallici, 259.
Gmelinite, 486.
Goniometri, 15.
Goniometri a due cerchi, 18.
Goniometri a riflessione, 16.
Goniometro d'applicazione, 15.
Göthite, 388.
Grado di simmetria, 52.
Grafite, 302.
Granati, 450.
Granato di Boemia, 452.
Granato ferrico, 453.
Grano (peso), 301.
Granulare (struttura), 167.
Greenockite, 332.
Greenockite (classe della), 87.
Greisen, 281.
Grossularia, 450, 451.
Grothina, 472.
Gruppi di cristalli, 165.
Gruppi di punti, 146.
Guarinite, 437.
Gummite, 541.

Halite = Salgemma, 353.
Halloysite, 506.
Halotrichite = Alotrichite, 554.
Hartite, 569.
Hatchettite, 568.
Hauerite, 338.
Hausmannite, 536.
Haüy (legge di), 26.
Haüyna = Haüynite, 449.
Haüynite, 449.
Hedenbergite, 433.
Hepar, 259.
Herschelite, 486.
Hessite, 326.
Hessonite, 451.
Heulandite, 484.
Hiddenite, 435.
Hiortdahlite, 437.
Hofmannite, 569.
Hörnesite, 525.
Hübnerite, 559.
Humboldtilite, 458.
Humboldtite, 563.
Humite, 472, 473.

Icositetraedro, 71.
Icositetraedro pentagonale, 79.
Iddingsite, 455.
Idiocromatici (minerali), 227.
Idocrasio = Vesuvianite, 459.
Idrargillite, 391.
Idrialite, 569.
Idrocarburi, 564.
Idrodolomite, 415.
Idrogeli, 174.
Idromagnesite, 414.
Idrossidi, 387.
Idrotalcite, 415.

Digitized by Google

Idrozincite, 414.
Ilmenite, 509.
Ilsemannite, 174.
Ilvaite, 474.
Inclusioni nei cristalli, 162.
Incrostazioni cristalline, 166.
Indicatori (del p. spec.), 183.
Indicatrice ottica, 210.
Indice di rifrazione, 194.
Indici di una faccia, 30.
Indici di uno spigolo, 38.
Indicolite, 478.
Interferenza (colori di), 218.
Interferenza (figure di), 221.
Invecchiamento (dei colloidi), 175.
Inversione, 50.
Ipersteno, 430.
Iridosmina, 315.
Isodimorfismo, 251.
Isomeria, 239.
Isomorfismo, 243.
Isomorfogeni (elementi), 244.
Isotropi (corpi), 210.
Isotropia, 8.
Itacolumite, 299.

Jais, 574.
Jalite, 372.
Jalofane, 421.
Jamesonite, 350.
Jarosite, 556.
Jodirite, 355.
Jolite = Cordierite, 445.

Kainite = Cainite, 557.
Kalgoorlite, 341.
Kalinite, 554.
Kämmererite, 498.
Kasolite, 541.
Kermesite = Chermesite, 341.
Kerrite, 498.
Kieselguhr, 373.
Kieserite, 552.
Kimberlite, 299.
Kjerulfina, 521.
Klein (soluzione di), 181.
Kunzite, 435.
Kupferschiefer, 286.

Labradorite, 423, 426.
Laccoliti, 274.
Lagoni, 393.
Lagonite, 539.
Lapislazzuli, 449.
Larderellite, 539.
Laterite, 391.
Laue (esperienza di), 148.
Laumontite, 485.
Lautarite, 530.
Lave, 264.
Lawsonite, 476.
Lazulite, 522.
Lazurite, 449.
Leadhillite, 557.
Legge delle zone, 35.
Legge di Haüy, 26.
Legge di razionalità degli indici, 26.
Legge di simmetria, 46.
Legge di Stenone, 14.
Lente dicroscopica, 228.
Lepidocrocite, 388.
Lepidolite, 491.
Leptocloriti, 497.
Leucite, 427.
Leucozaffiro, 377.
Leviglianite, 330.
Libella, 162.
Liebenerite, 447.
Libethenite, 522.
Lignite, 573.
Limonite, 389.
Linarite, 556.
Linea di Becke, 199.
Liofili (colloidi), 173.
Liofobi (colloidi), 173.
Liquidi pesanti, 181.
Litantrace, 575.
Litiofilite, 516.
Litoclasi, 263.
Litomarga, 504.
Löllingite, 340.

Digitized by Google

Lublinite, 240.
Luce monocromatica, 195.
Luce (natura della), 192.
Luce polarizzata, 193.
Lucentezza, 226.
Lunghezza d'onda, 193.
Lutecite, 370.

Magmi eruttivi, 264.
Magnesioferrite, 534.
Magnesite, 400.
Magnetite, 533.
Magnetopirite, 333.
Malachite, 411.
Malacolite, 433.
Mammellonare (superfice), 168.
Manganite, 387.
Manganiti, 536.
Manganotantalite, 512.
Marcasite, 338.
Margarite, 494.
Marmatite, 329.
Martite, 381.
Mejonite, 458.
Melaconite, 376.
Melanite, 453.
Melanoflogite, 372.
Melanterite, 553.
Melilite, 458.
Mellite, 563.
Meneghinite, 351.
Mercurio, 313.
Meroxeno, 492.
Mesitite, 404.
Mesolite, 487.
Mesosideriti, 316.
Mesotipo = Natrolite, 487.
Metacinnabarite, 330.
Metalli fragili, 307.
Metalli nativi, 309.
Metalloidi, 297.
Metamorfismo di contatto, 267.
Metamorfismo pneumatolitico, 265.
Metasomatiche (azioni), 268.
Metavoltina, 555.
Meteoriti, 316.
Meymacite, 559.
Miargirite, 350.
Mica bianca, 489.
Mica bruna, 492.
Mica di calcio, 494.
Mica nera, 492.
Miche, 488.
Miche di uranio, 528.
Miche fragili, 494.
Microchimica (analisi), 260.
Microclino, 421.
Microlite, 513.
Microperthite, 418.
Microscopio di polarizzazione, 214.
Microsommite, 447.
Millerite, 332.
Millosevichite, 555.
Mimesia, 135.
Mimetite, 520.
Minerale (definizione), 3.
Mineralizzatori (agenti), 265.
Minette, 288, 390.
Mirabilite, 553.
Miscele isomorfe, 255.
Misspickel = Arsenopirite, 339.
Misura degli angoli diedri, 15.
Mizzonite, 458.
Modelli, 15.
Modificazioni (di una sostanza), 238.
Modulo di elasticità, 232.
Molecole integranti, 135.
Molecole sottrattive, 135.
Molibdati, 558.
Molibdenite, 322.
Molibdite, 323.
Molibdosodalite, 448.
Monazite, 515.
Monocromatica (luce), 195.
Monometrico (gruppo), 68.
Monorifrangenti (corpi), 210.
Monotropi (sistemi), 241.
Monticellite, 456.
Montmorillonite, 506.
Muscovite, 489.

Digitized by Google

Nacrite, 504.
Nafta, 565.
Nagyagite, 341.
Natrolite, 487.
Natron, 414.
Nefelina, 446.
Nefelina (classe della), 89.
Nefrite, 440.
Nesquehonite, 415.
Nettunite, 508.
Neumann (linee di), 317.
Niccolite, 332.
Nicol, 212.
Niobati, 511.
Nitrati, 529.
Nitro del Chile, 530.
Nocerina, 362.
Noseanite, 449.
Noselite = Noseanite, 449.

Occhio di falco, 365, 442.
Occhio di gatto, 365.
Occhio di gatto nobile, 536.
Occhio di tigre, 365, 442.
Ocra d'antimonio, 374.
Ocra di molibdeno, 323.
Ocra gialla, 390.
Ocra rossa, 380.
Odontolite, 527.
Oficalce, 500.
Oligoclasio, 423, 425.
Olivenite, 523.
Olivina, 454.
Omogeneità, 7.
Oncosina, 490.
Onice, 369.
Oolitica (struttura), 168.
Opale, 372.
Opale comune, 373.
Opale di fuoco, 373.
Opale nobile, 372.
Opale xiloide, 373.
Orneblenda, 439, 441.
Oro, 309.
Oro grafico, 340.
Orpimento, 320.
Ortite, 470.
Ortoclasio, 418.
Ortoclasio (classe del), 118.
Ortocloriti, 496.
Ossalite, 563.
Ossiapatite, 516.
Ossidi, 363.
Ottaedrite, 383.
Ottaedro, 71.
Ottanti, 31.
Ottrelite, 495.
Ozocerite, 568.

Pagodite, 506.
Pandermite, 539.
Paragenesi, 272.
Paragonite, 491.
Parallelepipedo elementare, 139, 159.
Paramagnetici (corpi), 189.
Parametri di una faccia, 27.
Paramorfosi, 269.
Parisite, 410.
Parsonsite, 541.
Paternoite, 538.
Pechblende, 540.
Pectolite, 436.
Pedion, 88, 122.
Pennina, 496.
Penninite, 496.
Pentagonododecaedro, 78.
Pentagonododecaedro tetraedrico, 81.
Pepiti, 169, 311.
Periclasio, 376.
Periclino, 425.
Peridoto = Olivina, 454.
Periodo (di un asse di simmetria) 49.
Perle, 259.
Perowskite, 510.
Peso specifico, 179.
Petalite, 427.
Petrolio, 564.
Phillipsite, 484.
Piano degli assi ottici, 206.

Digitized by Google

Piano di geminazione, 124.
Piano di simmetria, 46.
Piano reticolato, 139.
Picnometro, 180.
Picotite, 532.
Picromerite, 553.
Piemontite, 470.
Pietra d'allume, 555.
Pietra delle Amazzoni, 422.
Pietra del Sole, 164, 426.
Pietra di Luna, 420.
Pietra focaja, 369.
Pietra fosforica di Bologna, 543.
Pietra saponaria, 501.
Pietre meteoriche, 316.
Piezoelettricità polare, 191.
Piligno, 574.
Pinacoide, 86.
Pinite, 446.
Piramide ditetragonale, 108.
Piramide ditrigonale, 97.
Piramide esagona, 87.
Piramide esagona III ordine, 89.
Piramide romba, 116.
Piramide tetragonale III ordine, 109.
Piramide trigonale, 97.
Pirargirite, 347.
Pirite, 334.
Pirite (classe della), 77.
Pirite (struttura della), 155.
Piroaurite, 415.
Pirocloro, 513.
Piroelettricità polare, 63.
Pirofillite, 502, 506.
Pirofisalite, 464.
Pirolusite, 385.
Piromaca (selce), 369.
Piromorfite, 519.
Piropo, 450, 452.
Pirosseni, 429.
Pirrite, 513.
Pirrotite, 333.
Pisoliti, 168.
Pistacite, 469.
Pistomesite, 405.
Plagioclasi, 423.
Plasma, 369.
Platino, 314.
Pleocroismo, 228.
Pleonasto, 532.
Plumbogummite, 528.
Plumosite, 350.
Pneumatolisi, 265.
Polariscopio, 220.
Polarità magnetica, 190.
Polarizzazione cromatica, 217.
Polarizzazione rotatoria, 229.
Polialite, 554.
Polianite, 385.
Polibasite, 351.
Policrasio, 514.
Policroismo, 228.
Polihalite = Polialite, 554.
Polimorfismo, 238.
Pollucite, 429.
Polo analogo, 63.
Polo antilogo, 63.
Polo di una faccia, 19.
Prasio, 367.
Predazzite, 391.
Prehnite, 471.
Prisma diesagonale, 85, 94.
Prisma di Nicol, 212.
Prisma ditetragonale, 106, 111.
Prisma ditrigonale, 97, 100.
Prisma esagono I ordine, 86, 94,
Prisma esagono II ordine, 86, 94.
Prisma esagono III ordine, 88, 89, 98.
Prisma rombico, 113, 116.
Prisma rombico obliquo, 119.
Prisma tetragonale I ordine, 106, 111.
Prisma tetragonale II ordine, 106, 111.
Prisma tetragonale III ordine, 108, 109.
Prisma trigonale, 97, 100.
Proclorite, 497.
Projezione stereografica, 19.
Propilite, 284.

Digitized by Google

Proprietà generali, 8.
Proprietà scalari, 8.
Proprietà vettoriali, 8.
Proustite, 346.
Pseudocotunnite, 358.
Pseudomorfosi, 268.
Pseudonefelina, 447.
Pseudosfaldatura, 237.
Pseudosimmetria, 134.
Psilomelano, 394.
Ptilolite, 484.
Punto di fusione, 169.
Punto di trasformazione, 241.

Quarzina, 370.
Quarzo 363.
Quarzo affumicato 365.
Quarzo (classe del), 99.
Quarzo (struttura del), 157.

Rafisiderite, 474.
Raggio ordinario, 209.
Raggio straordinario, 209.
Raggi Röntgen, 148.
Rame, 312.
Rame pavonazzo, 342.
Rammelsbergite, 340.
Rapporto parametrico, 28.
Rapporto parametrico fondamentale, 30.
Razionalità (legge di), 26.
Realgar, 319.
Reticite, 466.
Reticolo spaziale, 138, 139.
Reversibili (colloidi), 174.
Riebeckite, 442.
Riflessione totale, 195.
Rifrazione (della luce), 194.
Rivaite, 427.
Rocce clastiche, 274.
Rocce effusive, 264, 274.
Rocce eruttive, 273.
Rocce fosfatiche, 518.
Rocce intrusive, 264, 274.
Rocce organogene, 274.
Rocce sedimentarie, 274.
Rocce vulcaniche, 274.
Roccia (definizione), 4.
Rodocrosite, 404.
Rodonite, 436.
Rohrbach (soluzione di), 181.
Romanèchite, 394.
Rombododecaedro, 73.
Romboedro, 90, 93.
Romboedro di III ordine, 98.
Romeite, 521.
Röntgenogramma sec. Laue, 149.
Rosasite, 412.
Rose di ferro, 165.
Rosetta (taglio a), 300.
Rubellite, 478.
Rubino, 378.
Rubino balascio, 532.
Rubino d'arsenico, 320.
Rubino del Capo, 452.
Rubino di Boemia, 452.
Rubino di Siberia, 480.
Rubino spinello, 532.
Rumenite, 571.
Rusma, 320.
Rutherfordite, 540.
Rutilo, 383.

Sabbie monazitiche, 515.
Saccaroide (struttura), 167.
Saffirina, 480.
Saggi chimici, 257.
Sale amaro, 552.
Sale d'Inghilterra, 552.
Salgemma, 353.
Salgemma (struttura del), 152.
Sali di acidi organici, 563.
Sali doppi, 249, 252.
Sali ossigenati, 395.
Sali potassici, 361.
Salite, 433.
Salmiak = Clorammonio, 356.
Samarskite, 514.
Samiresite, 513.
Sanidino, 420.
Saphir d'eau, 446.
Sapparé, 466.

Digitized by Google

Saponaria (pietra), 501.
Sarcolite, 458.
Sarda, 369.
Sassolite, 393.
Scala delle durezze, 234.
Scala di fusibilità, 258.
Scala di Mohs, 234.
Scalari (proprietà), 8.
Scalenoedro ditrigonale, 93.
Scalenoedro tetragonale, 110.
Scapolite, 457.
Scelta degli assi, 54.
Scheelite, 559.
Schéelite (classe della), 108.
Scheletri cristallini, 161.
Schiuma di mare, 502.
Schneebergite, 521.
Schoepite, 541.
Schönite, 553.
Schreibersite, 317.
Schwatzite, 349.
Scisti cristallini, 275.
Scisti grafitici, 303.
Sclerometro, 235.
Scolecite, 487.
Scolecite (classe della), 120.
Scorodite, 525.
Scorrimenti, 237.
Selce piromaca, 369.
Selenio, 306.
Selenite, 550.
Sellaite, 358.
Selliformi (romboedri), 162.
Semelina, 508.
Semiopale, 373.
Sénarmontite, 374.
Separatori elettromagnetici, 190.
Sepiolite, 502.
Sericite, 490.
Sericolite, 550.
Serpentino, 498.
Serpentino nobile, 499.
Servino, 289.
Seybertite, 494.
Sfaldatura, 6, 9, 233.
Sfalerite = Blenda, 328.
Sfeno, 508.
Sfenoide, 121.
Sferocobaltite, 404.
Siderite, 401.
Sideriti, 316.
Sideroliti, 316.
Silicati, 415.
Silicotitanati, 507.
Sillimanite, 466.
Silvanite, 340.
Silvite, 355.
Silvite (struttura della), 153.
Simbolo di una faccia, 30.
Simbolo di una forma, 53.
Simbolo di uno spigolo, 38.
Simetite, 571.
Simmetria, 45.
Simmorfismo, 250.
Simonellite, 568.
Simplesite, 524.
Sinchisite, 410.
Singenite, 554.
Singonia, 58.
Sismondina, 495.
Sistema esagonale, 82.
Sistema monoclino, 118.
Sistema monometrico, 69.
Sistema rombico, 112.
Sistema romboedrico = S. trigonale, 90.
Sistema tetragonale, 103.
Sistema triclino, 121.
Sistema trigonale, 90.
Sistemi cristallini, 66.
Sistemi di punti, 147.
Sistemi di simmetria, 66.
Smaltite, 337.
Smalto, 337.
Smaragdite, 440.
Smeraldo, 444.
Smeraldo orientale, 378.
Smeriglio, 378.
Smithsonite, 403.
Soda, 414.
Sodalite, 448.
Sodanitro, 529.

Digitized by Google

Soddite, 541.
Soffioni boriferi, 393.
Sol, 171.
Solfare, 305.
Solfatare, 305.
Solfati, 542.
Solfo, 304.
Solfosali, 342.
Solfuri, 319.
Soluzione di Clerici, 181.
Soluzione di Klein, 181.
Soluzione di Rohrbach, 181.
Soluzione di Thoulet, 181.
Soluzioni solide, 244, 255.
Soprafusione, 169.
Sostanza argillosa, 505.
Spadaite, 503.
Spangolite, 557.
Spatica (struttura), 167.
Spato adamantino, 378.
Spato d'Islanda, 397.
Spato d'Islanda (fenomeni ottici), 201.
Spato fluore, 357.
Spato pesante, 543.
Specchio d'asino, 550.
Spessartite, 450, 452.
Spinelli (gruppo degli), 531.
Spinello nobile, 531.
Spodumene, 435.
Sproporzionati (cristalli), 14.
Staffelite, 518.
Stalagmiti, 399.
Stalattiti, 399.
Stalattitica (forma), 168.
Stannite, 352.
Stassfurtite, 538.
Staurolite, 480.
Steatite, 501.
Stefanite, 351.
Stenone (legge di), 14.
Stereoisomeria, 231.
Stibina = Antimonite, 321.
Stibiconite, 374.
Stibnite = Antimonite, 321.
Stibiotantalite, 512.
Stilbite, 485.
Stilpnosiderite, 389.
Stolzite, 560.
Strati, 274.
Strati epigenetici, 285.
Striatura delle facce, 159.
Striatura di geminazione, 160.
Strigovite, 498.
Stromeyerite, 327.
Stronzianite, 408.
Struttura dei cristalli (esempî), 152.
Struttura reticolare (dei cristalli), 137.
Struttura zonare, 245.
Strutture degli aggregati cristallini, 167.
Strüverite, 513.
Struvite, 523.
Succinite, 569.
Succino, 369.
Superfice vettoriale di Fresnel, 204.
Superfici vettoriali, 184.

Talco, 500.
Tantalati, 511.
Tantalite, 511.
Tapiolite, 512-13.
Taramellite, 445.
Tennantite, 348.
Tenorite, 376.
Terra di Siena, 390.
Terra di Vicenza, 505.
Terra gialla, 390.
Terra verde, 503.
Tetracisesaedro, 72.
Tetraedrite, 348.
Tetraedro, 76.
Tetragire, 49.
Tetragiroidi, 51.
Thenardite, 548.
Thomsonite, 487.
Thoulet (soluzione di), 181.
Thulite, 470.
Tinkal, 538.
Tipi di struttura sec. Bravais, 141.

Digitized by Google

Titanati, 507.
Titanite, 507.
Titanolivina, 473.
Tiza, 539.
Topazio, 462.
Topazio bruciato, 463.
Topazio orientale, 378.
Topazzolite, 453.
Torba, 573.
Torbernite, 528.
Torianite, 542.
Tormalina, 477.
Tormalina (classe della), 96.
Tormalina (piroelettricità della), 63.
Totalriflettometri, 198.
Trapezoedro esagonale, 89.
Trapezoedro tetragonale, 109.
Trapezoedro trigonale, 99.
Trasformazione (temperatura di), 241.
Travertino, 399.
Tremolite, 440.
Triacisottaedro, 71.
Triacistetraedro, 75.
Tridimite, 365, 370.
Trifane, 435.
Trifilite, 516.
Trigire, 49.
Triglifa (striatura), 58, 159.
Trimetrico (gruppo), 68.
Triplite, 521.
Tripoli, 373.
Troilite, 317, 334.
Trona, 413.
Troostite, 456.
Tubo aperto, 259.
Tubo chiuso, 259.
Tufi vulcanici, 274.
Tungstati, 558.
Turchese, 527.
Turingite, 498.
Turnerite, 515.

Uintaite, 567.
Ulexite, 539.
Ullmannite, 337.
Ullmannite (classe della), 81.
Ultramicroscopio, 172.
Uniassici (cristalli), 208.
Uralite, 441.
Uranati, 539.
Uraninite, 539.
Uranite (gruppo della), 528.
Uranocra, 541.
Uranopilite, 541.
Urao, 413.
Uvarovite, 450, 453.

Valentinite, 374.
Vanadati, 515.
Vanadinite, 520.
Variscite, 528.
Vermiculiti, 498.
Vesbina, 529.
Vesuvianite, 459.
Vetriolo verde, 553.
Vetroso (stato), 12, 169.
Vettori, 184.
Vettoriali (proprietà), 8.
Vicarianti (elementi), 244.
Violano, 433.
Vivianite, 524.
Volpinite, 548.
Voltaite, 555.
Vulcanite, 305.

Wad, 394.
Wagnerite, 521.
Wavellite, 526.
Weibyeite, 410.
Wernerite, 457.
Whewellite, 563.
Widmanstätten (figure di), 316.
Willemite, 456.
Wiluite, 460.
Wiserina, 516.
Witherite, 409.
Wolframite, 558.
Wollastonite, 435.
Wulfenite, 561.

Digitized by Google

Wulfenite (classe della), 109.
Wurtzite 332.

Xantosiderite, 388.
Xenotime, 516.

Yellow ground, 300.

Zaffiro, 378.
Zebedassite, 503.
Zeoliti, 482.
Zeunerite, 528.
Zincite, 376.
Zinckenite, 350.
Zinnwaldite, 491.
Zircone, 460.
Zoisite, 470.
Zona, 18.
Zona di cementazione, 283.
Zona di ossidazione, 283.

Digitized by Google

Digitized by Google

TAVOLE

Digitized by Google

Digitized by Google

Solfo cristallizzato — Formignano, Romagna.

Digitized by Google

Digitized by Google

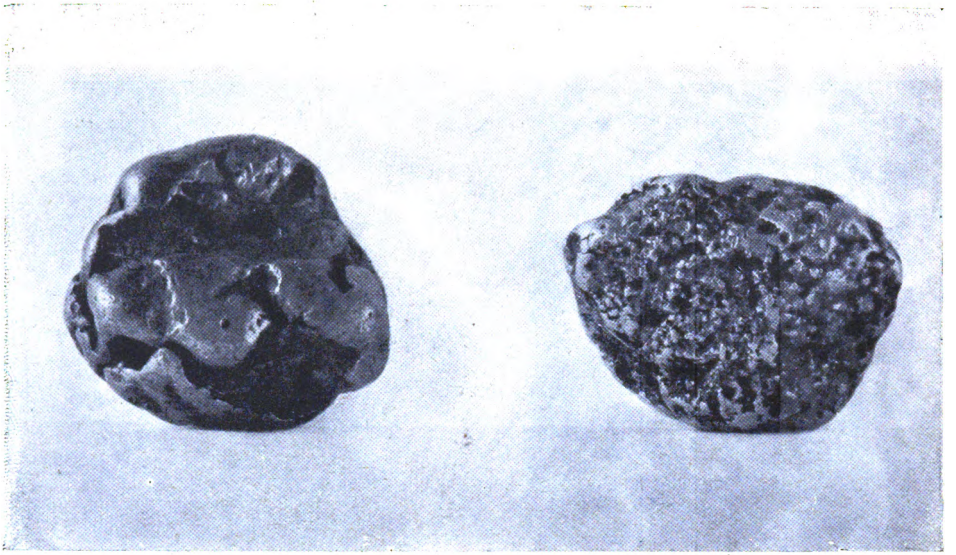


Fig. 1 - Pepite *d'oro* — Urali.

Fig. 2 - Pepite di *platino* — Siberia.

Digitized by Google

Digitized by Google

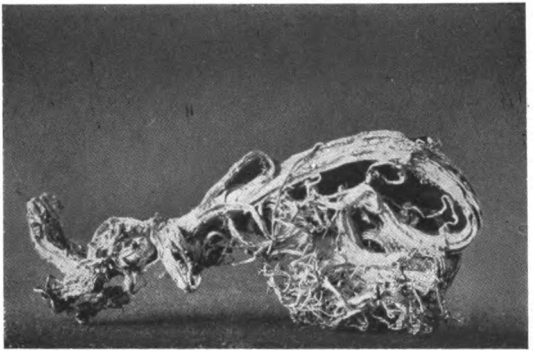


Fig. 1 - *Argento* nativo filamentoso — Kongsberg, Norvegia.

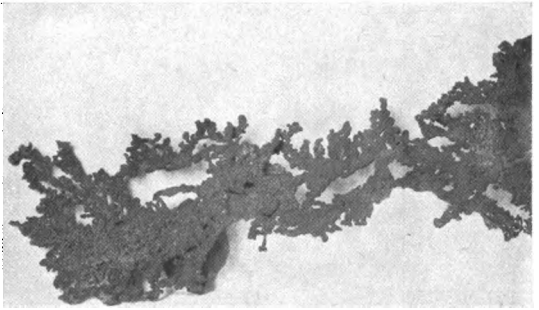


Fig. 2 - *Rame* nativo dendritico — Atacama, Chile.

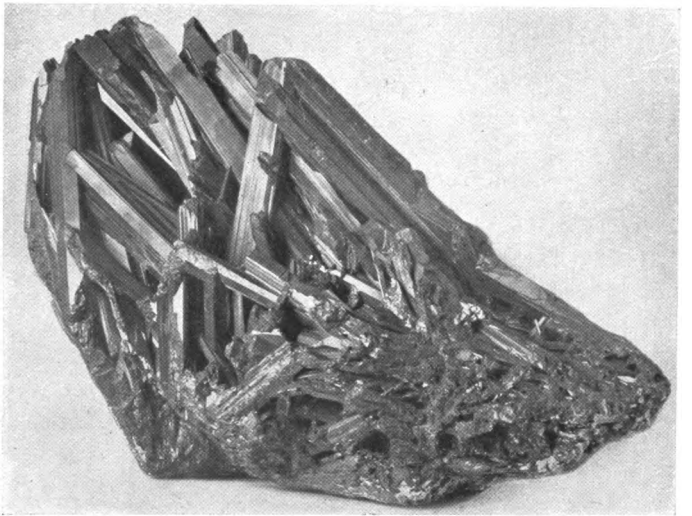
Digitized by Google

Digitized by Google

Aerolite completa, con crosta — Pultusk, Polonia.

Digitized by Google

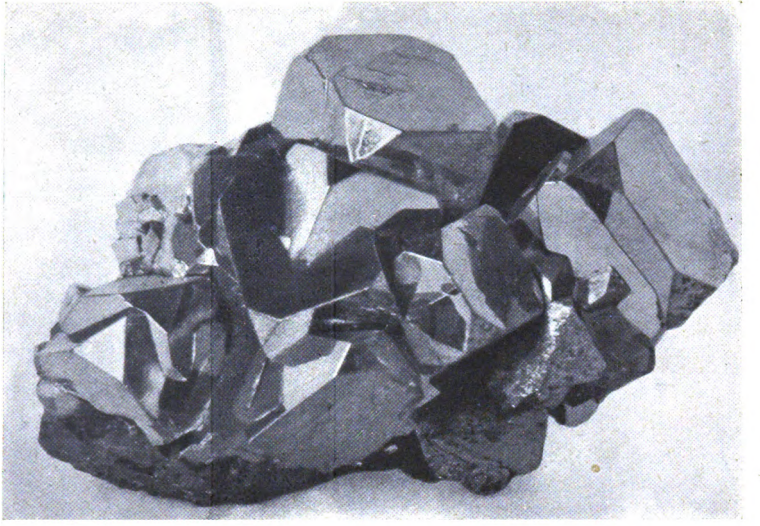
Digitized by Google



Antimonite, in cristalli bacillari — Isola Shikoku, Giappone.

Digitized by Google

Digitized by Google



Galena, in cristalli cubottaedrici — Brockenridge, Colorado.

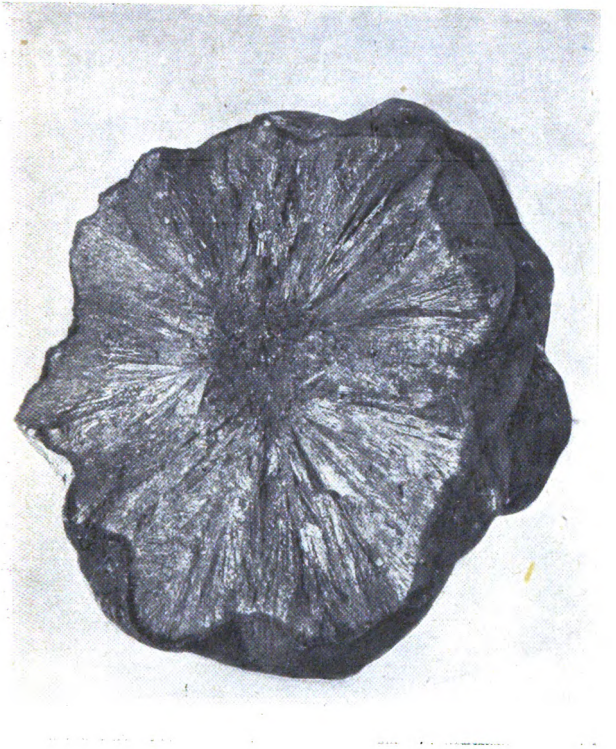
Digitized by Google

Digitized by Google

Pirite, in cristalli pentagonododecaedrici — Isola d'Elba.

Digitized by Google

Digitized by Google



Marcasite, nodulo raggiato, spaccato per metà.
Sissonne, Aisne, Francia.

Digitized by Google

Digitized by Google

Tetraedrite argentifera — Pulacayo, Bolivia.

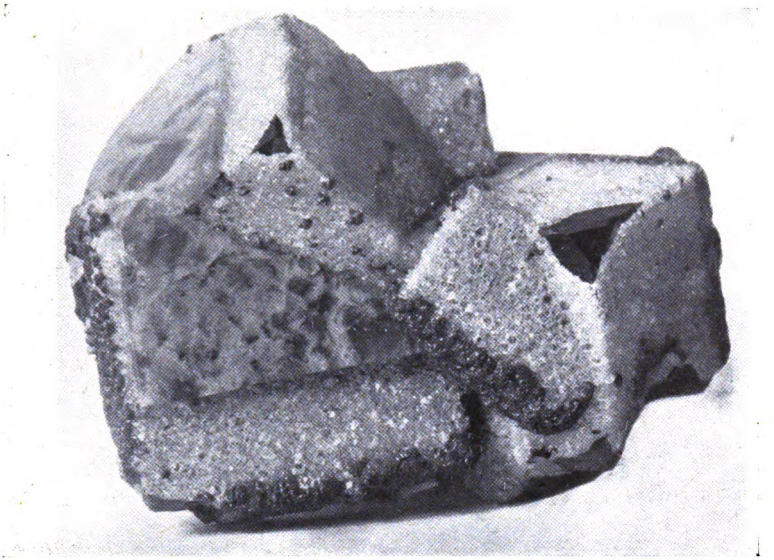
Digitized by Google

Digitized by Google

Fluorite; cristalli cubici, parzialmente coperti da cristallini di quarzo — Weardale, Durham, Inghilterra.

Digitized by Google

Digitized by Google



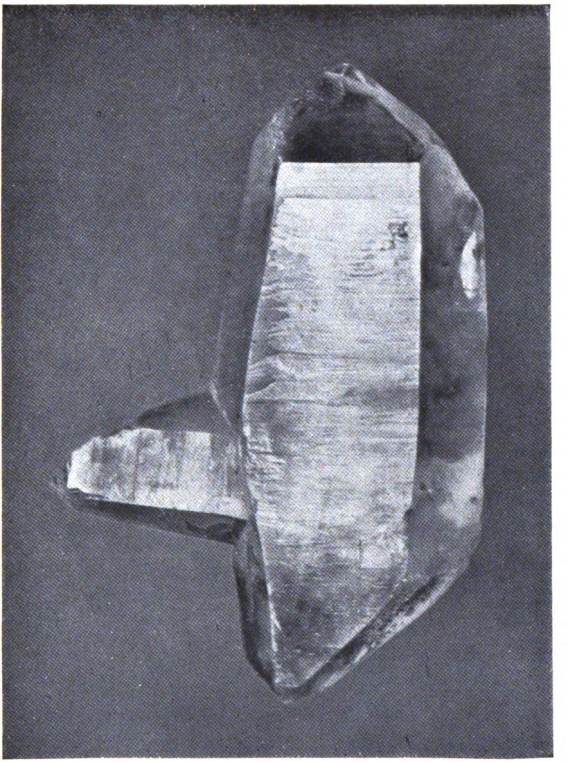
Fluorite, cristalli cubici coperti da quarzo incrostante — Weardale, Durham, Inghilterra.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google



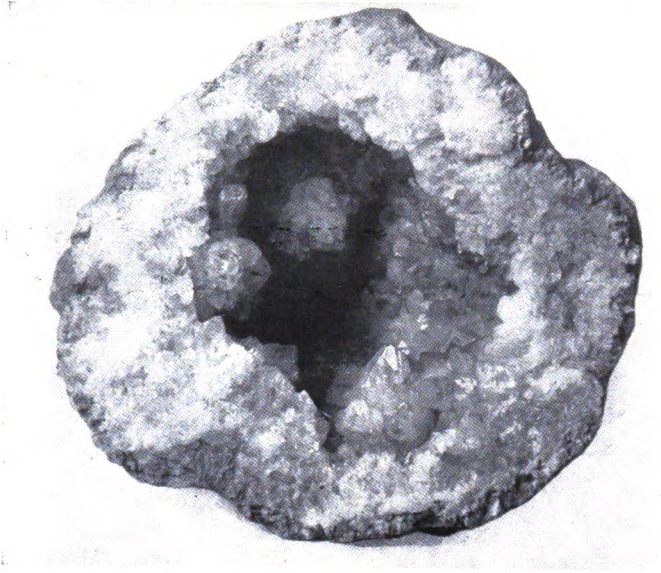
Quarzo, cristallo geminato secondo {52$\bar{1}$} — Brusson, Val d'Aosta.

Digitized by Google

Digitized by Google

Quarzo, cristallo jalino, con tubi vuoti
lasciati da inclusioni (di anidrite?) — San Gottardo.

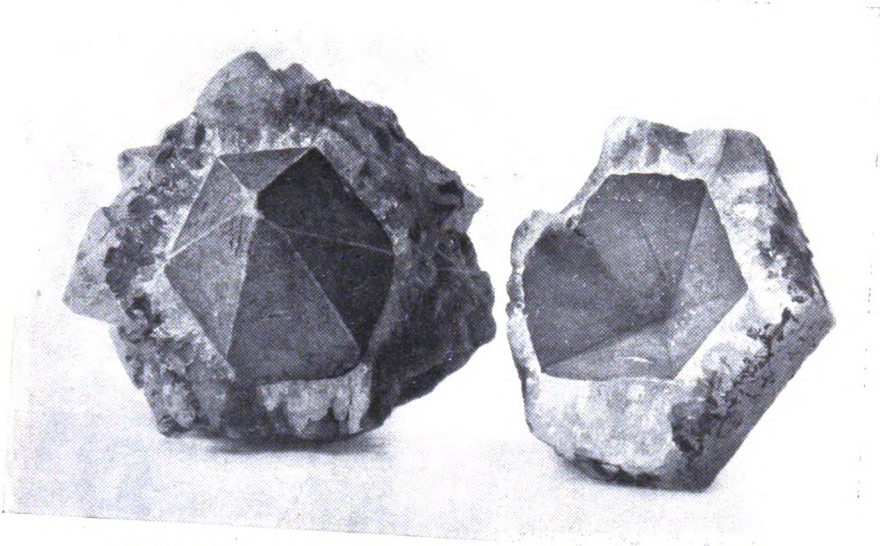
Digitized by Google



Quarzo, geode, spaccata per metà — Keokuk, Iowa, U. S. A.

Digitized by Google

Digitized by Google



Quarzo, cristallo « a cappuccio » — Beeralstone, Devonshire, Inghilterra.

Digitized by Google

Digitized by Google

Calcedonio, concrezionato stalattitico — Islanda.

Digitized by Google

Digitized by Google

Calcedonio enidro; due noduli in posto, nella roccia eruttiva — Cerro de Itapebi, Uruguay.

Digitized by Google

Digitized by Google

Fig. 1 - *Calcedonio agata;* nodulo segato e levigato — Oberstein.

Fig. 2 - *Calcedonio onice,* levigato; es. tinto artificialmente — Uruguay.

Digitized by Google

Digitized by Google

Ematite cristallizzata — Isola d'Elba.

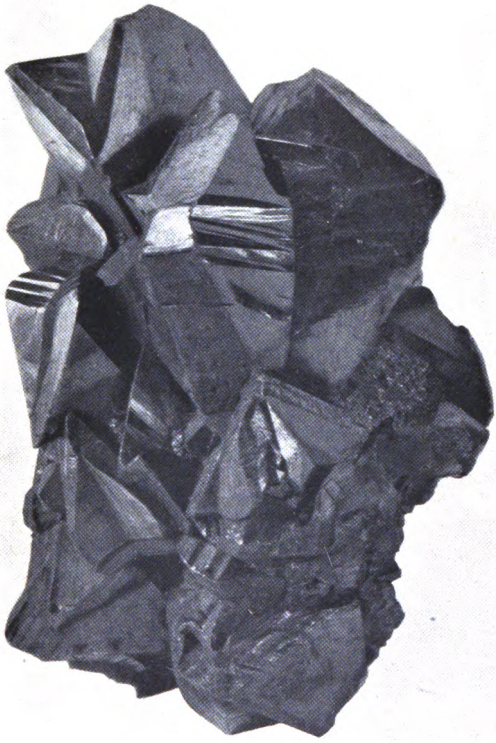
Digitized by Google

Digitized by Google

Ematite rossa, concrezionata, mammellonare — Lauterberg, Harz.

Digitized by Google

Digitized by Google



Cassiterite, cristalli geminati a « becco di stagno ».
Schlaggenwald, Erzgebirge.

Digitized by Google

Digitized by Google

Manganite, cristalli prismatici aggruppati — Ilefeld, Harz.

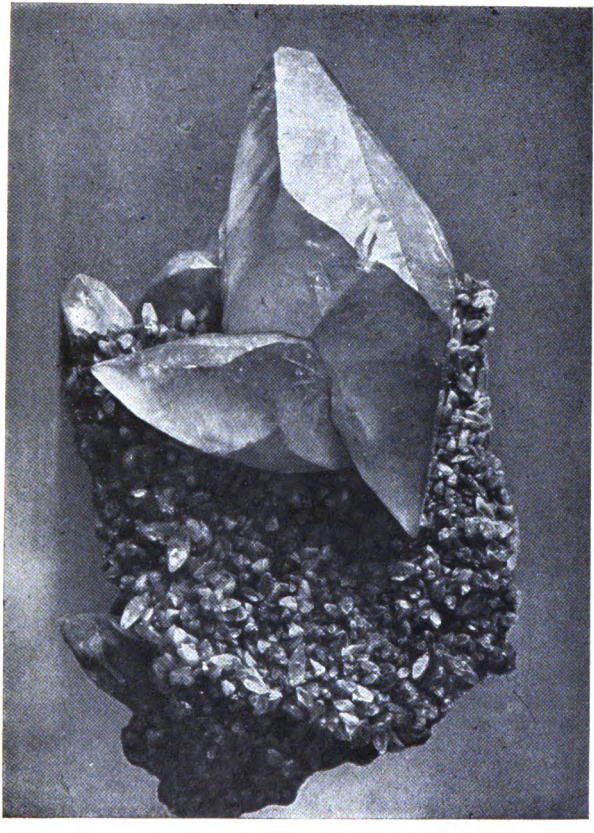
Digitized by Google

Digitized by Google

Dendriti di ossido idrato di manganese, su porfido quarzifero.
Isola d'Elba.

Digitized by Google

Digitized by Google



Calcite, in cristalli scalenoedrici — Derbyshire, Inghilterra.

Digitized by Google

Digitized by Google

Calcite, in cristalli romboedrici — Porretta, Appennino Bolognese.

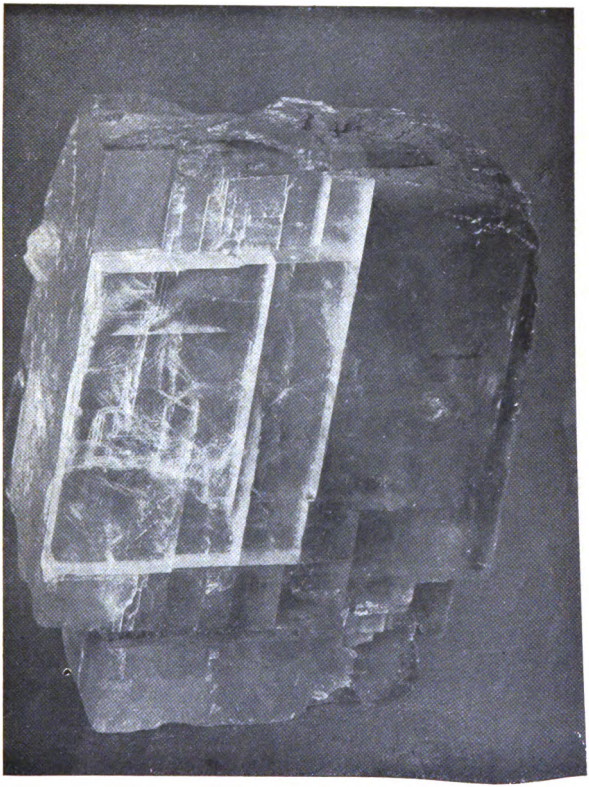
Digitized by Google

Digitized by Google

Calcite, con inclusioni di sabbia quarzosa: gruppo di cristalli romboedrici — Fontainebleau.

Digitized by Google

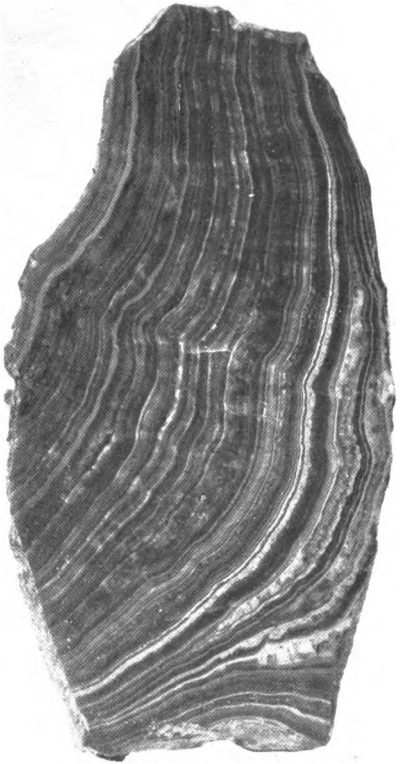
Digitized by Google



Calcite spatica, con incrinature di sfaldatura.

Digitized by Google

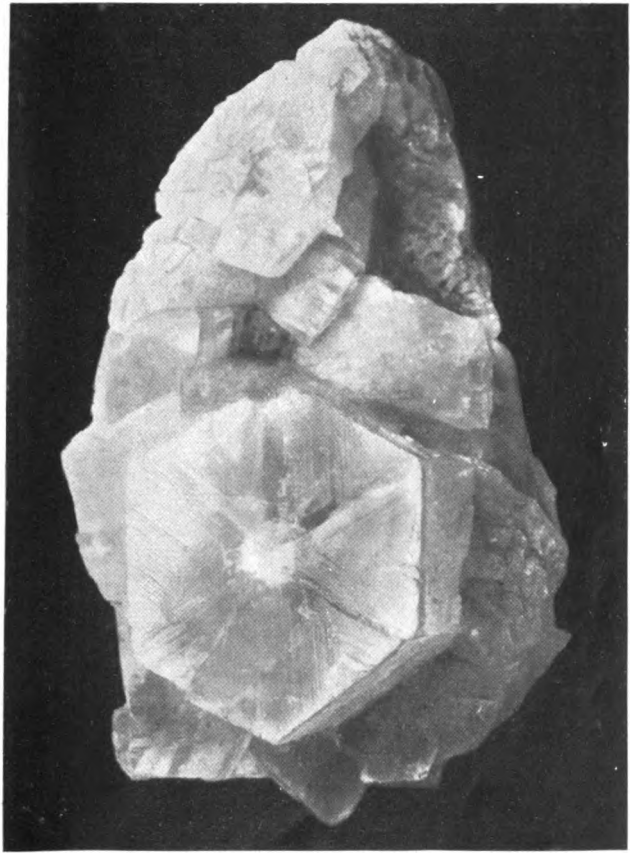
Digitized by Google



Calcite concrezionata, alabastro onice; es. levigato.
Selvino, Val Seriana.

Digitized by Google

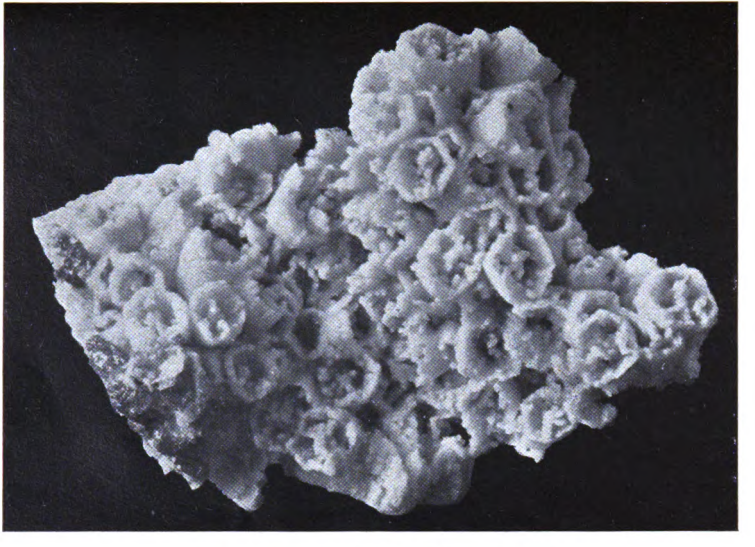
Digitized by Google



Aragonite, grosso cristallo trigemino, pseudoesagonale — Girgenti.

Digitized by Google

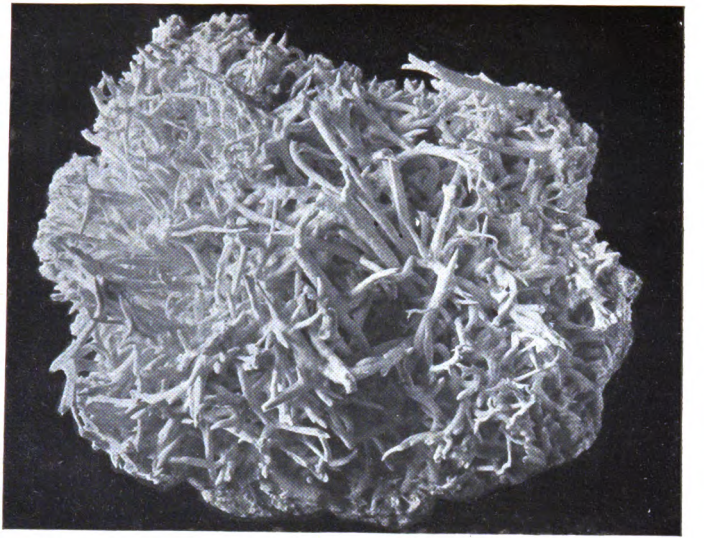
Digitized by Google



Calcite, pseudomorfa di aragonite — Girgenti.

Digitized by Google

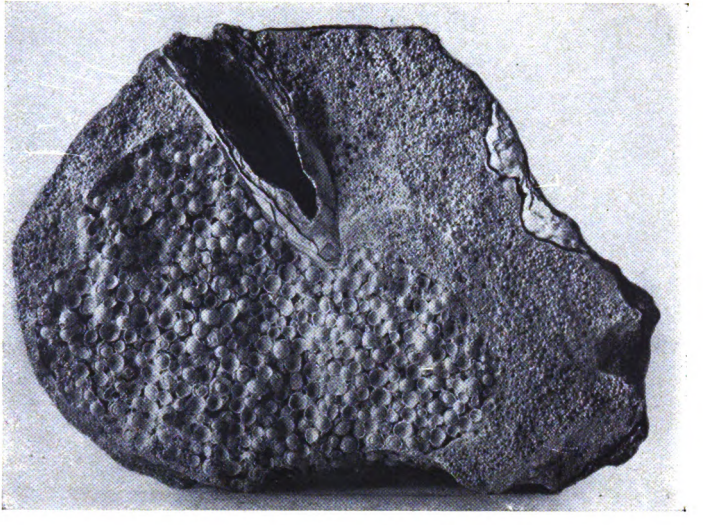
Digitized by Google



Aragonite coralloide «*flos ferri*» — Carinzia.

Digitized by Google

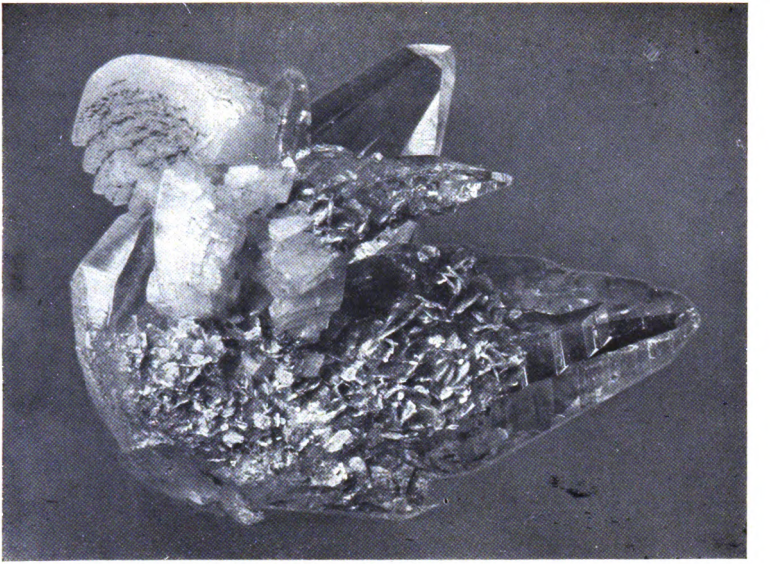
Digitized by Google



Aragonite pisolitica — Carlsbad, Boemia.

Digitized by Google

Digitized by Google



Dolomite, cristalli multipli, curvi, con muscovite, su quarzo ialino — Traforo del Sempione.

Digitized by Google

Digitized by Google

Cerussite, in cristalli bacillari fascicolati, su limonite concrezionata. Montevecchio, Sardegna.

Digitized by Google

Digitized by Google

Ortoclasio, cristalli geminati di Manebach — Feriolo, pr. Baveno.

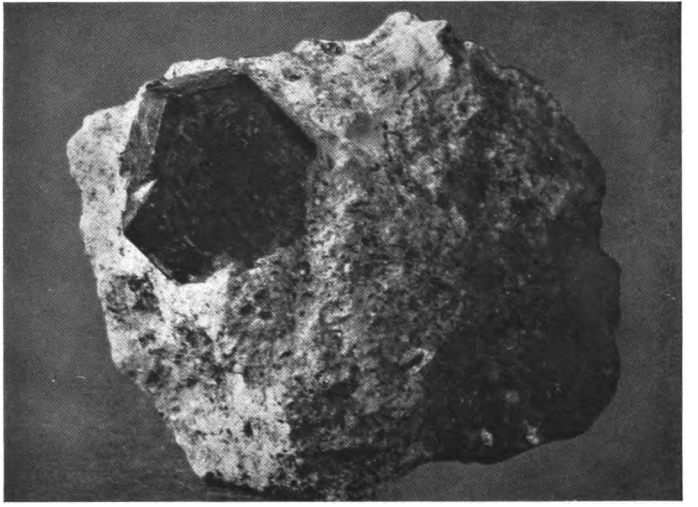
Digitized by Google

Digitized by Google

Ortoclasio, cristalli geminati di Baveno — Baveno.

Digitized by Google

Digitized by Google



Augite, cristallo nel peperino (tufo vulcanico) — Ariccia, Lazio.

Digitized by Google

Digitized by Google

Actinolite, cristalli prismatici bacillari, nel talco — Alto Adige.

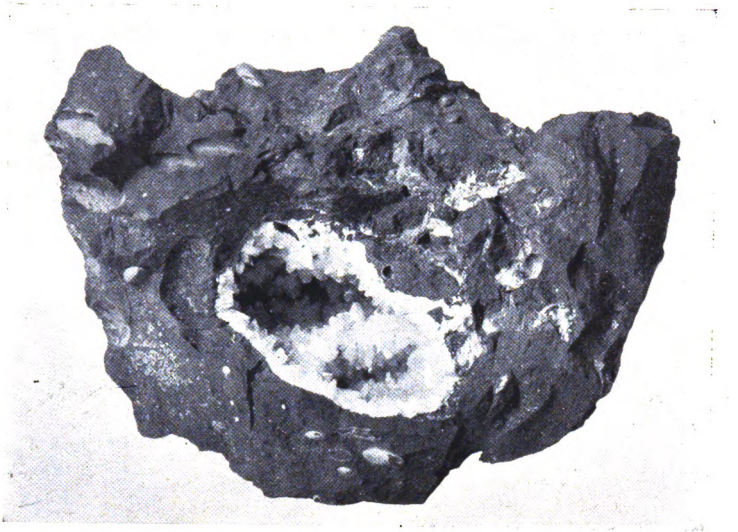
Digitized by Google

Digitized by Google

Granato almandino, cristallo rombododecaedrico, nello scisto cloritico — Salida, Colorado.

Digitized by Google

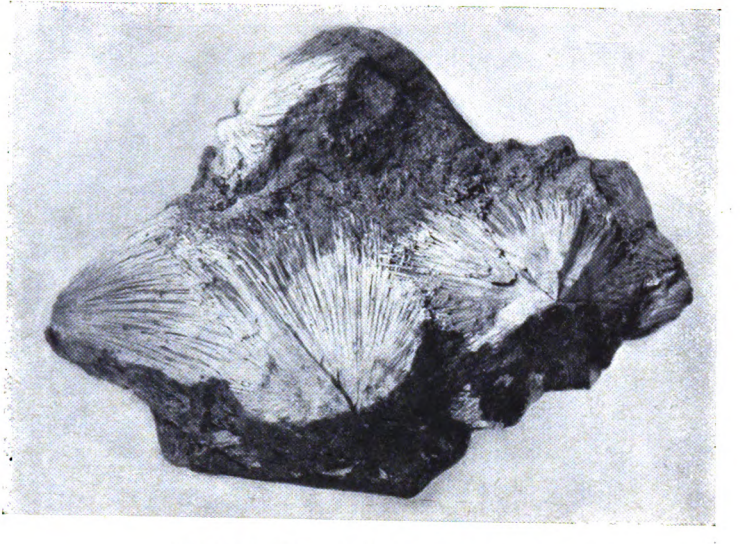
Digitized by Google



Heulandite, piccola geode, nel basalto amigdaloide — Islanda.

Digitized by Google

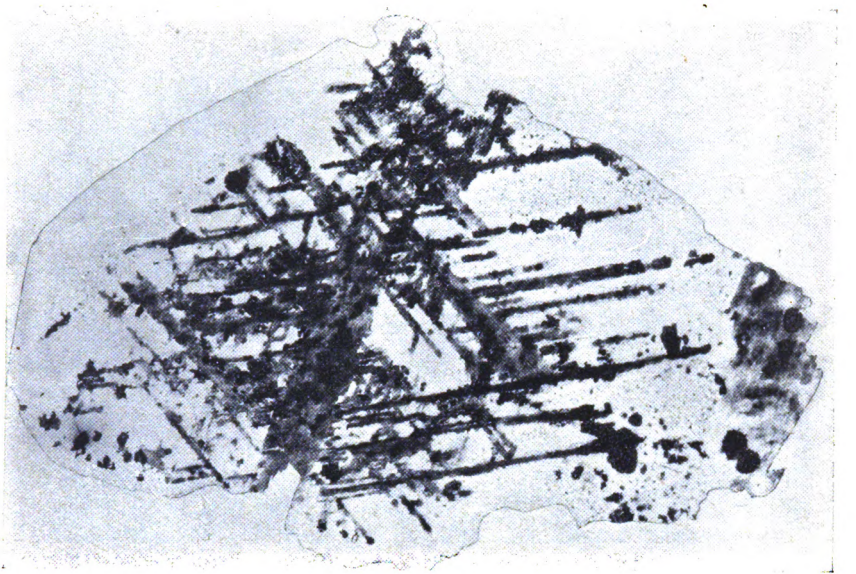
Digitized by Google



Natrolite bacillare raggiata — Val di Fassa.

Digitized by Google

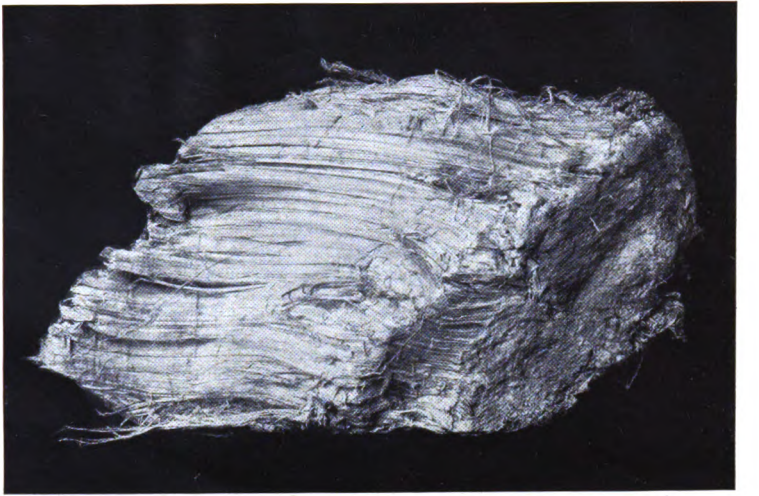
Digitized by Google



Muscovite, lamina di sfaldatura, con inclusioni (di ilmenite?) regolarmente disposte — Brasile.

Digitized by Google

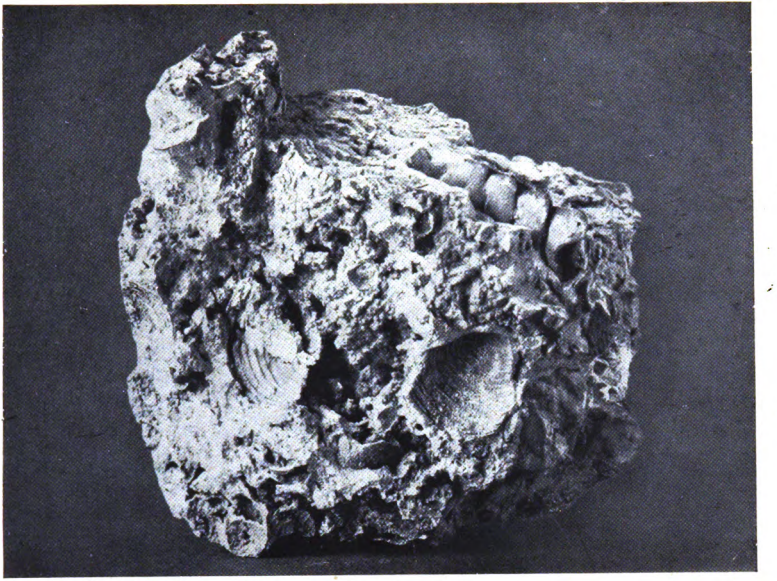
Digitized by Google



Serpentino filamentoso, var. amianto — Val Malenco.

Digitized by Google

Digitized by Google



Roccia fosfatica fossilifera (*Hard-rock*) — Florida.

Digitized by Google

Digitized by Google

Wavellite, in gruppetti cristallini fibroso-raggiati.
Barnstaple, Devonshire, Inghiltera.

Digitized by Google

Digitized by Google